F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 13
1968

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
P. ȘOIGAN — secretar de redacție.

Prețul unui abonament este de 60 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

„La revue «Studii și cercetări de geologie, geofizică, și geografie, Seria de geologie» paraît 2 fois par an.

Le prix d'un abonnement annuel est de $ 6. — FF 29,—DM 24,—

Toute commande à l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Boîte postale 134 — 135 Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger".

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI NR. 125
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOLOGIE

TOMUL 13 1968 NR. 1

SUMAR

Pag.

V. IANOVICI şi AL. DIMITRIU, Parametrii geochimici ai minereurilor din România. I. Distribuţia elementelor chimice principale în minereurile de mangan 3

MARCELA DESSILA—CODARCEA şi AL. CODARCEA, Consideraţii asupra paleolitologiei şi paleotectonicii zonelor de şisturi cristaline din partea de SE a Banatului 17

V. IANOVICI şi AL. DIMITRIU, Consideraţii asupra genezei zăcămintelor de mangan din Munţii Sebeşului 25

D. GIUŞCĂ şi E. VOLANSCHI, Contribuţii la studiul geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Ruschiţa (Poiana Ruscăi) 33

G. CIOFLICA şi Ş. VLAD, Observaţii asupra skarnelor de la Băiţa Bihorului 43

D. RĂDULESCU, Observaţii asupra paleogeografiei teritoriului lanţului eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita în cursul pliocenului 51

D. GIUŞCĂ şi O. ANTON, Mineralogeneza argilei montmorillonitice de la Răzoare 59

T. P. GHIŢULESCU, GR. VERDEŞ şi R. CHINŢA, Zăcămintele de silicolite din bazinul neogen al Bradului (jud. Hunedoara) 67

G. CIOFLICA, R. JUDE, G. G. UDUBAŞA, GH. ISTRATE şi GH. POPESCU, Noi contribuţii la cunoaşterea produselor vulcanice neogene din regiunea Băiţa — Săcărîmb (Munţii Metaliferi) 77

M. BORCOŞ, Observaţii în legătură cu determinarea condiţiilor termodinamice de formare a unor zone mineralizate şi a unor zăcăminte hidrotermale din Munţii Metaliferi (II). 93

MIRCEA MUREŞAN, Privire generală asupra stratigrafiei şi evoluţiei terenurilor cristalofiliene din partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi 111

A. VANCEA, Cercetări geologice în regiunea Grebeniş — Dobra 125

M. BLEAHU, YVONNE BABUCEA şi ANA-MARIA PILIUŢĂ, Contribuţii la microbiostratigrafia eocretacicului din Munţii Metaliferi 137

N. TĂTĂRÂM, Vîrsta gresiei de Corbi din paleogenul Depresiunii Getice . . . 157

LORIN R. CONTESCU, Structura flişului cretacic în valea Bicazului 167

I. HUICĂ şi LUCIANA HINCULOV, Asupra tortonianului din zona Polovragi — — Novaci 179

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13, nr. 1 p. 1—288 Bucureşti 1968

Pag.

GRIGORE POP, Depozitele cretacic-superioare din zona Șopot și semnificația lor paleotectonică 189
IOAN KALMÁR, Contribuții la studiul neogenului din Depresiunea Getică 201
GH. ILIESCU, MARIA ILIESCU, D. GEORGESCU și L. GEORGESCU, Cretacicul superior din partea de nord a Bazinului Maramureș 213
V. MOISESCU, Asupra unui nivel cu *Nuculana* în stratele de Ticu superioare de pe valea Berecoaia — Mera (nord-vestul Transilvaniei) 219
PAULIAN DUMITRICĂ, Considerații micropaleontologice asupra orizontului argilos cu radiolari din tortonianul regiunii carpatice 227
CORNELIA BIȚOIANU și SMĂRĂNDIȚA ILIE, Asupra prezenței sclerotinitului în huila carboniferă de pe valea Dragosela (Banat) 243
B. DIACONEASA și E. NICORICI, Cercetări palinologice din depozitele neogene din sudul Bazinului Șimleu 249
SOFIA LUȚĂ, Asociațiile sporo-polinice ale mezozoicului din zona Sirinia (Banat) 257

NOTE

I. TREIBER, Analiza mineralogică a rocilor caolinoase din Harghita de nord . . 267
G. PALIUC, Asupra prezenței unei specii de *Limnocardium* în levantinul din zona de curbură a Carpaților 273
RĂZVAN GIVULESCU, Asupra unor forme de *Salvinia* din România 275
RĂZVAN GIVULESCU, Resturi de *Phaeophyta* (*Fucales*) în terțiarul din România 281
RĂZVAN GIVULESCU, Date noi privind flora fosilă a Bazinului Comănești 285

PARAMETRII GEOCHIMICI AI MINEREURILOR DIN ROMÂNIA

I. DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR CHIMICE PRINCIPALE ÎN MINEREURILE DE MANGAN

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ȘI

AL. DIMITRIU

55 (05)

Termenul de *parametru*, adoptat de lexicul majorității științelor, desemnează mărimile care au putere de reprezentare a stării unor obiecte sau activități în ceea ce este esențial. El este legat direct de acela de *stare*, astfel că numai sub rezerva acceptării acestei noțiuni, în care este prezentă și dinamica lucrurilor, poate fi luat în considerare.

În ceea ce privește geochimia unei roci, adică structura chimico-mineralogică a unei roci în relație cu procesele geologice, ea constituie propriu-zis *starea geochimică* a rocii respective, reflectînd caracterul evolutiv al obiectului, a cărui cunoaștere o întreprindem doar la un anume moment din lunga lui istorie. În aceste condiții, spre deosebire de ecurile lui A. E. Fersman, de exemplu, care constituie constante geochimice, mărimi ca : pH-ul, Eh-ul, raportul izotopic al elementelor, tipul și indicatorii distribuției concentrației elementelor chimice și a mineralelor, intensitatea, sensul și forma corelației dintre elementele chimice sau oricare alte *mărimi numerice care au calitatea de a defini în mod sensibil și precis trăsăturile caracteristice ale structurii chimico-mineralogice a rocilor în relație cu procesele geologice le putem aprecia drept parametri geochimici.*

În prezent, asemenea mărimi sînt numeroase. Poate din această cauză s-a ignorat caracterul de parametru, pe care îl au majoritatea dintre ele. Însă examinarea sub acest unghi va conduce la clasificarea lor pe nivele de importanță, eventual la evidențierea necesității identificării de noi mărimi parametrice și, posibil cîndva, ca prin adoptarea unei anumite

codificări să fie grupaţi în funcţii matematice care să permită caracterizarea stării geochimice printr-un model, de mare valoare euristică.

Deocamdată, admiterea tezei că o rocă reprezintă un obiect a cărui poziţie în evoluţia sa geologică este redată prin starea geochimică, starea petrografică etc. obligă ca reprezentările noastre să aibă rigurozitatea proprie parametrilor, ceea ce va determina atît o atitudine critică mai puţin subiectivă în aprecierea rezultatelor cercetării geochimice, a nivelului la care ele se situează, cît şi introducerea mai rapidă a mijloacelor moderne mecanizate de evidenţă a datelor ştiinţifice.

În această primă notă prezentăm parametrii geochimici referitori la distribuţia elementelor chimice principale în minereurile de mangan. În ceea ce priveşte cel de-al doilea şir de parametri geochimici importanţi cu privire la minereurile de mangan, corelaţia dintre elementele chimice va face obiectul notei următoare.

În general, ne-am propus ca în cadrul acestei serii de note să iniţiem caracterizarea geochimică a minereurilor din ţară în aspectele cele mai esenţiale, folosind mărimi comparabile, statistice, pe baza valorilor diferiţilor parametri, obţinute prin prelucrarea statistică matematică a datelor de analiză chimică.

★

Datele de analiză aflate în documentaţiile din arhiva Comitetului de Stat al Geologiei ne-au permis să studiem deocamdată distribuţia conţinutului procentual de MnO, Fe_2O_3, SiO_2, (MnO + FeO), (MnO + + Fe_2O_3 + SiO_2), CaO, P_2O_5 şi S, după cum şi a FeO/MnO. În cazul fiecărui zăcămînt în parte, numărul de analize a fost aproximativ egal pentru toate elementele chimice (cu excepţia CaO, P_2O_5 şi S), şi anume : zăcămîntul de la Pîrneşti, N≈ 80 analize ; Sebeş I, N≈ 460 ; Sebeş II, N≈ 120 ; Delineşti, N≈ 420 ; Globu-Rău, N≈ 180 ; Coşna, N≈ 45 ; Dadu, N≈ 190 ; Dealul Rusului, N≈ 210 ; Ciocăneşti, N≈110 ; Iacobeni, N≈ 400 ; Răzoare, N≈ 200 ; Moneasa, N≈ 650. În ceea ce priveşte datele asupra CaO, P_2O_5 şi S, numărul lor a fost mai mic (n<30) în cazul cîtorva dintre zăcăminte faţă de acela al elementelor chimice de bază, încît studiul distribuţiei acestor elemente nu a putut fi efectuat la toate zăcămintele de mangan principale din ţară. În total, au fost prelucrate statistic 24 697 date de analiză.

Rezultatele obţinute sînt prezentate în tabelele nr. 1—9.

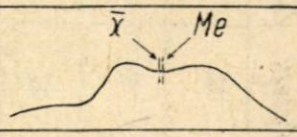
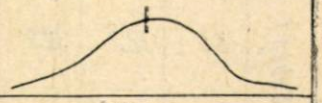
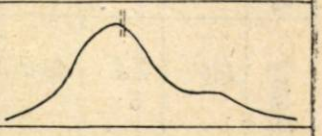
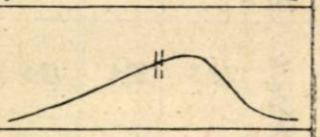
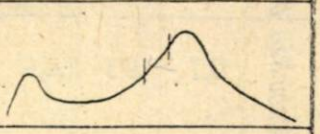
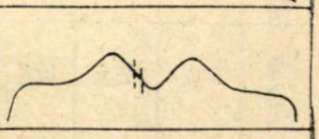
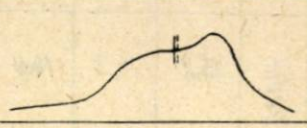
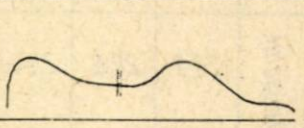
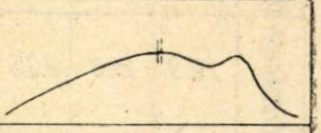
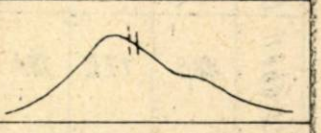
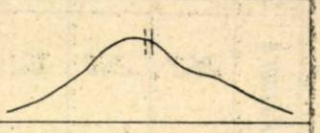
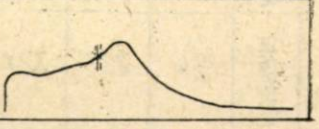
În ordinea importanţei, parametrii evaluaţi în acest studiu sînt următorii :

a. *Natura statistică a distribuţiei.* Verificarea corespondenţei naturii distribuţiilor empirice cu legea teoretică normală sau lognormală s-a făcut cu ajutorul metodei momentelor (S_k = asimetrie, E = exces) (2). Numai în cazul MnO% + Fe_2O_3% + SiO_2%, natura distribuţiei a fost estimată prin gradul de asimetrie $a = \frac{\bar{x} - \mathrm{Mo}}{\hat{\sigma}}$ şi coeficientul de asimetrie β (1).

$$\beta = \frac{\frac{n_A}{\lambda_A}}{\frac{n_B}{\lambda_B}}, \qquad \left(\frac{n_A}{\lambda_A} < \frac{n_B}{\lambda_B}\right),$$

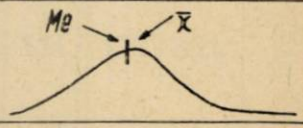
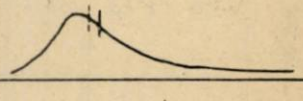
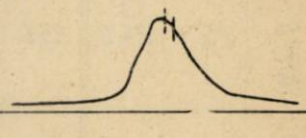
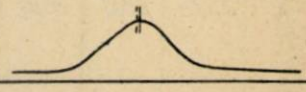
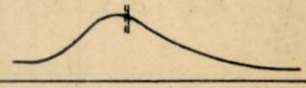
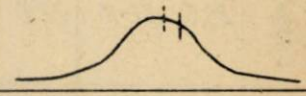
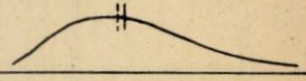
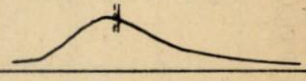
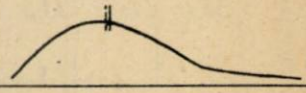
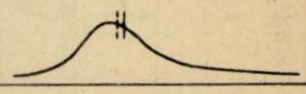
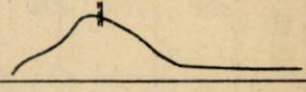
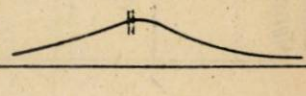
Tabelul nr. 1

Distribuţia MnO%

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variaţiei					H_0 = d.n. *H_0 = d.lgn.		Curba de repartiţie
	$\bar{x}$	Mo	Me	$x_{min.}$	$x_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	ρ	S_k	E	
Pîrneşti	33,6	29,1	33,8	10,2	50,5	9,2	28	0,81	1,03	0,85	
Sebeş I	26,6	27,3	26,7	10,8	43,5	5;5	21	0,85	0,67	0,58	
Sebeş II	25,7	24.0	25,0	11,0	44,4	5,9	23	0,81	2,87	0,43	
Delineşti	25.0	28.0	25.8	7,8	41,0	6,3	25	0,84	1,58	2,17	
Globu Rău	19,4	24,5	22,5	0,5	39,9	10,1	52	0,74	1,61	3,33	
Coşna	23,5	bi-m	22,6	6,3	43,2	10,2	44	0,71	0,25	1,40	
Dadu	36,6	44,1	37,9	1,7	60,9	11,4	31	0,80	2,72	0,19	
D. Rusului	23,0	bi-m	23,1	1,5	55,9	14,7	64	0,64	0,61	3,58	
Ciocăneşti	33,1	bi-m	33,5	12,5	50,9	8,9	27	0,82	1,09	1,85	
Iacobeni	27,1	23,2	25,8	5,4	53,7	9,3	34	0,76	4,33 *3,64	0,25 2,04	
Răzoare	21,9	20,8	21,2	2,3	44,4	8,9	40	0,74	0,89	1,11	
Moneasa	9,7	12,0	10,1	0,3	22,3	5,4	55	0,69	1,00	2,90	

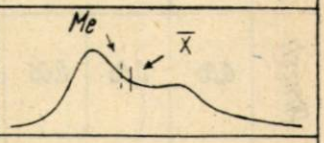
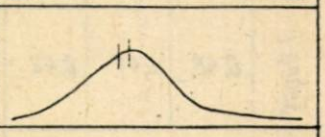
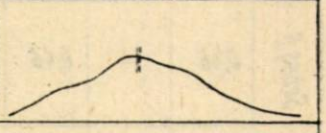
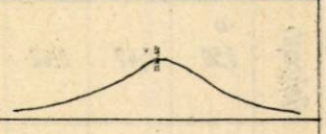
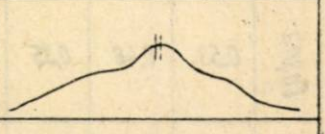
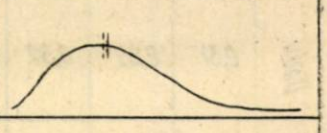
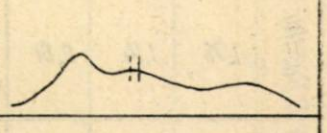
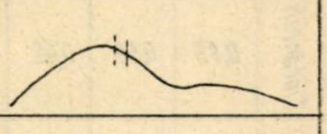
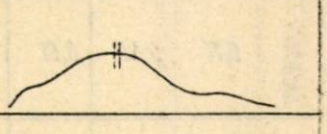
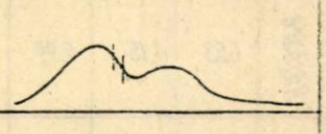
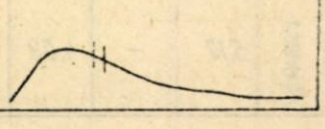
Tabelul nr. 2

Distribuția Fe_2O_3 %

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației					H_0 = d.n. *H_0 = d.lgn.		Curba de repartiție
	$\bar{X}$	M_0	M_e	$x_{min.}$	$x_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	p	S_k	E	
Pinești	1,8	1,9	1,8	0,0	4,1	0,7	38	0,78	0,59	0,72	
Sebeș I	13,6	12,2	12,9	7,4	27,5	3,3	24	0,81	10,67 *3,92	10,38 1,21	
Sebeș II	12,6	11,6	12,0	2,5	21,3	2,6	21	0,85	2,13	0,55	
Delinești	12,7	12,4	12,5	2,2	25,9	3,0	24	0,84	3,83	3,42	
Globu Rău	13,7	12,5	13,4	4,4	28,0	4,5	33	0,77	*2,72	1,69	
Coșna	12,4	10,6	10,8	3,9	20,1	3,6	29	0,82	1,00	1,49	
Dadu	15,2	14,3	14,9	6,2	29,5	4,3	28	0,81	1,89	1,11	
D.Rusului	22,1	20,6	21,4	7,6	43,2	7,0	32	0,79	3,39	1,56	
Ciocănești	20,9	19,6	20,5	9,5	43,0	6,2	29	0,82	2,43	1,02	
Iacobeni	18,9	17,2	18,1	2,1	42,9	6,0	32	0,77	6,50 *5,58	3,88 16,45	
Răzoare	26,2	25,9	26,1	13,1	54,0	6,7	26	0,83	*1,78	1,31	
Moneasa	31,4	33,1	32,1	5,1	64,9	11,4	36	0,78	0,50	1,80	

Tabelul nr. 3

Distribuţia SiO_2 %

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variaţiei					H = d.n. *H = d.lgn		Curba de repartiţie
	$\bar{X}$	Mo	Me	$X_{min.}$	$X_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	ρ	S_x	E	
Ptrneşti	34,4	27,8	32,6	18,7	64,4	10,0	29	0,79	2,07	0,54	
Sebeş I	36,7	38,8	38,4	21,2	63,8	7,0	19	0,87	4,27	2,73	
Sebeş II	41,7	41,2	41,8	26,8	59,3	6,5	16	0,89	0,09	0,74	
Delineşti	38,6	38,5	38,5	19,2	59,5	7,5	20	0,87	0,04	0,71	
Globu Rău	38,8	bi-m	35,5	17,6	71,9	11,1	29	0,76	*0,33	1,61	
Coşna	44,5	48,4	46,1	7,1	77,8	16,7	38	0,77	0,25	0,74	
Dadu	27,6	23,8	26,3	4,0	76,9	12,3	45	0,71	3,39	1,44	
D. Rusului	38,3	tri-m	35,5	7,4	81,6	19,0	50	0,67	*1,46	0,82	
Ciocăneşti	26,0	22,5	24,5	10,1	47,1	9,0	35	0,75	*2,91	1,31	
Iacobeni	31,5	30,0	30,5	10,2	62,7	10,7	34	0,78	3,58	0,38	
Răzoare	21,1	bi-m	19,4	4,8	50,9	9,0	43	0,71	2,29	1,22	
Moneasa	24,9	15,1	21,7	2,5	76,2	15,1	61	0,62	*2,63	0,75	

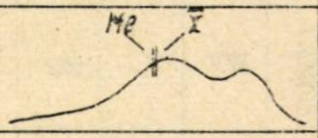
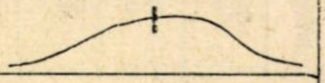
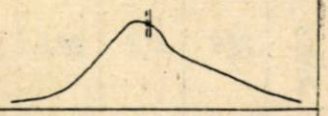
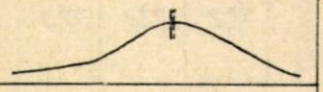
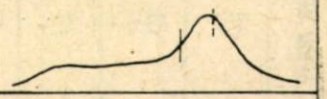
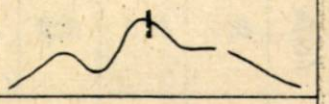
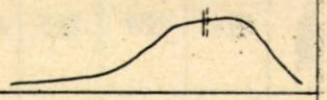
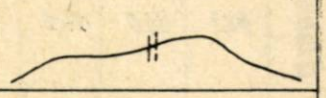
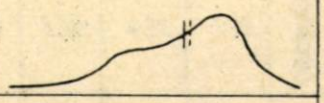
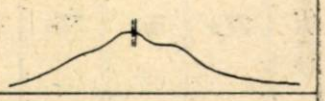
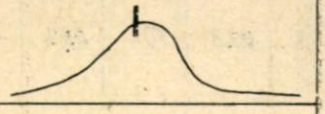
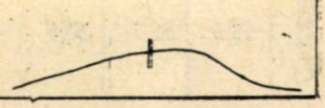
Tabelul nr. 4

Distribuţia FeO/MnO

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variaţiei					H_0 = d.n. * H_0 = d.lgn.		Curba de repartiţie
	$\bar{X}$	$\tilde{X}$	Mo	$X_{min.}$	$q_{75\%}$	$q_{90\%}$	$X_{max.}$	$\hat{\sigma}$	S_k	E	
Pîrneşti	0,05	0,05	0,05	0,00	0,07	0,10	0,18	0,03	*0,20	0,62	
Sebeş I	0,48	0,47	0,42	0,12	0,57	0,68	1,32	0,15	*0,27	0,54	
Sebeş II	0,46	—	0,46	0,09	0,54	0,64	0,96	0,15	0,02	2,32	
Delineşti	0,50	0,47	0,42	0,08	0,63	0,81	1,36	0,20	*1,00	0,65	
Globu Rău	1,04	—	0,54	0,28	1,00	3,05	9,17	1,33	*6,50	2,14	
Coşna	0,53	0,46	0,35	0,14	0,65	0,90	1,36	0,27	*0,16	1,24	
Dadu	0,51	0,39	0,37	0,11	0,60	0,93	6,09	0,69	*2,50	0,94	
O. Rusului	1,76	1,14	0,61	0,20	2,27	4,57	9,77	1,88	*2,17	2,98	
Ciocăneşti	0,66	0,58	0,48	0,21	0,81	1,16	2,99	0,43	*2,50	0,66	
Iacobeni	0,71	0,63	0,61	0,13	0,93	1,21	3,08	0,33	*2,14	2,00	
Răzoare	1,53	1,15	0,99	0,28	1,81	2,81	9,29	1,35	*2,98	1,29	
Monaasa	5,17	—	4,08	0,58	6,64	8,17	81,6	8,13	*19,11	21,21	

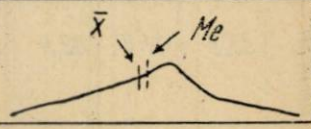
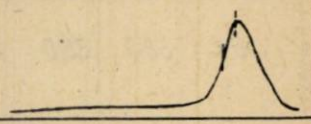
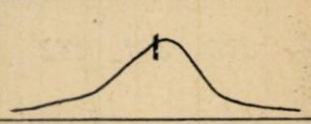
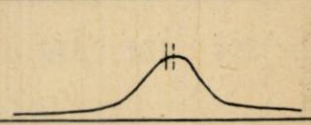
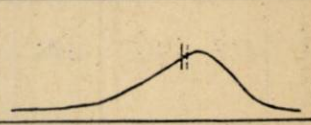
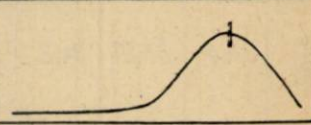
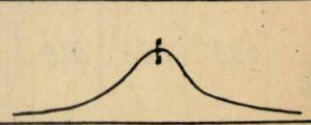
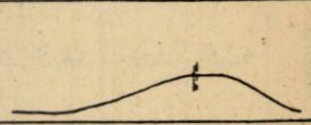
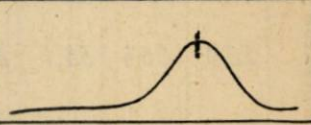
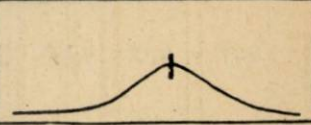
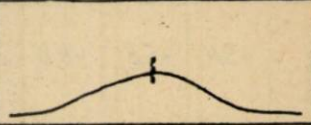
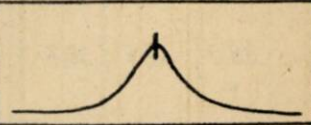
Tabelul nr. 5

Distribuția (MnO% + FeO%)

Zăcămîntul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației					H_0 = d.n.		Curba de repartiție
	$\bar{x}$	Mo	Me	$x_{min.}$	$x_{max.}$	$\hat{\sigma}$	v	p	S_k	E	
Pîrnești	33,3	bi-m	32,9	10,2	49,3	9,0	27	0,83	1,01	0,35	
Sebeș I	38,8	38,5	39,0	21,2	54,8	6,0	15	0,92	1,39	0,79	
Sebeș II	37,0	35,1	36,2	19,6	56,4	6,3	17	0,90	2,05	0,09	
Delinești	36,4	37,8	37,0	17,8	50,0	6,1	17	0,91	2,58	0,21	
Globu Rău	31,7	40,2	37,4	5,3	50,9	12,4	39	0,77	3,44	2,19	
Coșna	34,6	bi-m	34,2	13,1	59,6	11,9	34	0,75	0,22	0,89	
Dadu	50,3	56,2	51,0	10,9	70,6	10,2	20	0,86	3,06	1,64	
D. Rusului	42,9	53,2	44,9	11,1	75,4	15,4	36	0,76	1,29	2,56	
Ciocănești	52,0	56,4	53,1	27,4	65,7	7,4	14	0,90	2,27	0,32	
Iacobeni	44,1	43,1	43,8	20,3	75,7	10,0	23	0,86	1,25	1,50	
Răzoare	45,4	46,9	45,8	22,4	75,5	7,2	16	0,93	0,24	2,56	
Moneasa	38,0	41,6	38,6	5,4	78,4	14,4	38	0,79	0,78	3,31	

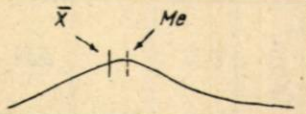
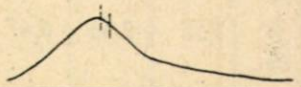
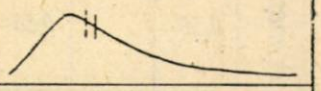
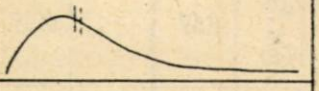
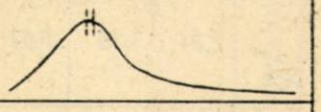
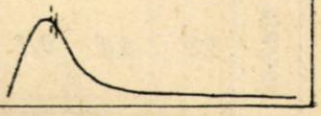
Tabelul nr. 6

Distribuția ($MnO\% + Fe_2O_3\% + SiO_2\%$)

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației					Asimetria		Curba de repartiție
	$\bar{X}$	Mo	Me	$X_{min.}$	$X_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	ρ	α	β	
Pîrnești	67,7	71,3	68,8	50,8	85,6	8,1	12	0,93	-0,44	-0,73	
Sebeș I	75,5	78,5	78,1	27,0	88,8	10,6	14	0,95	-0,28	-0,08	
Sebeș II	79,9	80,5	80,1	68,4	91,6	3,4	4	0,97	-0,18	-0,90	
Delinești	76,2	77,2	77,3	51,1	97,5	4,6	7	0,96	-0,21	-0,82	
Ciobu Rău	71,6	73,4	72,4	46,2	86,1	6,9	10	0,94	-0,25	-0,42	
Coșna	80,4	80,0	80,0	26,1	98,3	10,9	14	0,91	0,04	-0,34	
Dealu	79,4	79,8	79,5	62,3	94,2	5,1	6	0,96	-0,08	-0,90	
D. Rusului	83,3	85,0	84,0	58,3	97,0	7,5	9	0,94	-0,22	-0,47	
Ciocănești	80,1	80,4	80,3	47,5	94,7	7,2	9	0,95	-0,05	-0,32	
Iacobeni	77,4	76,8	77,4	50,9	96,0	7,0	9	0,93	0,09	-0,69	
Răzoare	69,3	70,4	69,4	43,1	90,1	8,1	12	0,92	-0,14	-0,97	
Mănăsa	66,0	65,7	65,9	43,7	96,0	7,8	12	0,91	0,04	0,67	

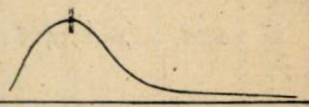
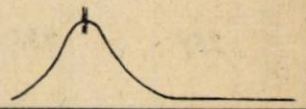
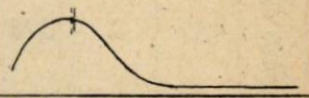
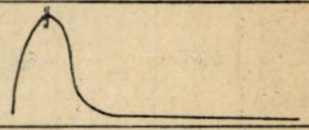
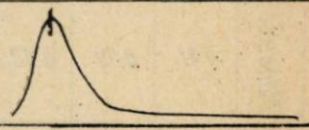
Tabelul nr. 7

Distribuția CaO%

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației					H_0 = d.n. *H_0 = d.lgn.		Curba de repartiție
	$\bar{X}$	$\tilde{X}$	Mo	$X_{min.}$	$X_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	P	S_k	E	
Sebeș I	3,07	—	3,32	0,10	6,60	1,13	37	0,76	1,82	1,23	
Sebeș II	2,59	2,31	2,06	0,54	6,80	1,20	46	0,70	*1,32	0,32	
Delinești	3,66	—	2,57	0,20	11,85	2,03	55	0,65	*4,09	1,52	
Globu rău	4,55	—	3,28	0,32	18,80	2,94	65	0,62	*3,68	1,24	
Răzoare	4,69	—	4,18	0,34	15,04	2,35	50	0,69	7,82 *6,89	11,80 7,36	
Monesa	0,91	0,70	0,70	0,10	5,30	0,68	75	0,49	*0,02	0,11	

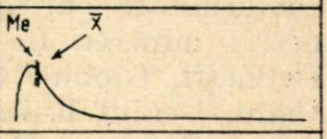
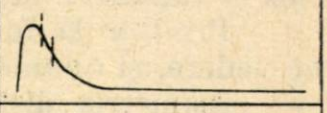
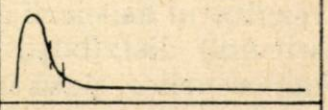
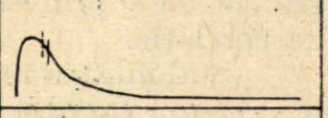
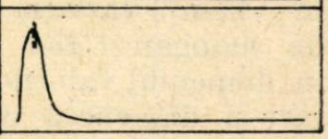
Tabelul nr. 8

Distribuția P_2O_5 %

Zăcământul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variației					H_0 = d.n. *H_0 = d.lgn.		Curba de repartiție
	$\bar{X}$	$\tilde{X}$	Mo	$X_{min.}$	$X_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	p	S_x	E	
Sebeș I	0,51		0,54	0,03	2,81	0,26	51	0,72	3,64 *5,82	2,14 8,77	
Sebeș II	0,50	0,45	0,47	0,10	1,70	0,23	46	0,72	*2,98	1,69	
Delinești	0,56		0,53	0,02	1,72	0,22	39	0,77	1,16	2,04	
Globu Rău	0,50	–	0,45	0,06	1,76	0,35	70	0,64	8,21	9,24	
Răzoare	2,04	1,85	2,03	0,41	14,5	1,04	51	0,69	*1,35	1,71	
Moneasa	0,19	0,18	0,18	0,03	1,05	0,09	47	0,69	*1,37	1,02	

Tabelul nr. 9

Distribuţia S %

Zăcămîntul	Parametrii centrului de grupare			Parametrii variaţiei					H_0 = d.n. * H_0 = d.lgn.		Curba de repartiţie
	$\bar{x}$	$\tilde{x}$	Mo	$x_{min.}$	$x_{max.}$	$\hat{\sigma}$	V	ρ	S_k	E	
Sebeş I	0,26	0,32	0,13	0,03	2,33	0,27	104	0,51	*0,82	1,45	
Sebeş II	0,23	0,25	0,11	0,03	1,6	0,25	109	0,37	*0,03	0,91	
Delineşti	0,70	–	0,30	0,03	4,37	0,93	133	0,77	*5,00	0,93	
Răzoare	2,16	–	1,30	0,05	19,3	2,16	100	0,53	*3,41	0,24	
Moneasa	0,20	–	0,16	0,02	2,98	0,18	90	0,47	*6,40	5,24	

unde λ_A, λ_B = amplitudinea de împrăştiere de o parte şi de alta a mediei aritmetice, avînd drept limite $\bar{x} \pm 2\hat{\sigma}$; n_A, n_B = numărul de valori corespunzătoare domeniilor de variaţie λ_A, respectiv λ_B. Semnul indicatorului s-a luat prin convenţie drept pozitiv pentru asimetrie de stînga şi negativ pentru asimetrie de dreapta.

În vederea unei caracterizări sugestive a distribuţiilor, s-a figurat în tabele (ultima coloană) curba de repartiţie, redusă la scară corespunzător domeniului de variaţie ($R = x_{max.} - x_{min.}$), pe care s-a notat poziţia valorilor $\bar{x}$ şi Mo; în cazul distribuţiei FeO/MnO, în locul medianei s-a notat poziţia valorilor quantililor $q_{75\%}$ şi $q_{90\%}$.

b. *Parametrii centrului de grupare* = media aritmetică $\bar{x}$, media geometrică $\tilde{x}$ — pentru distribuţiile dovedite drept lognormale, modulul Mo şi mediana Mo.

c. *Parametrii variaţiei*: valorile extreme ale domeniului de variaţie ($x_{min.}$ şi $x_{max.}$), abaterea medie pătratică sau abaterea standard $\hat{\sigma}$, gradul de variaţie $V = (\hat{\sigma} : \bar{x})\ 100$ şi coeficientul de uniformitate ρ.

Formulele de calcul ale acestor parametri, ca şi ale celor de mai sus, în afară de coeficientul de uniformitate ρ, se găsesc în tratatul *Matematici aplicate în statistică* (6).

Calculul coeficientului ρ constă în împărţirea conţinutului mediu al întregii colectivităţi $\bar{x}_N$ la conţinutul mediu $\bar{x}_n$ al probelor „bogate" ($x_i > \bar{x}_N$). Domeniul de variaţie este de la zero, cazul distribuţiilor foarte neuniforme, la 1, distribuţiile foarte uniforme (7).

Considerente de ordin grafic nu ne-au permis să figurăm și valorile intervalelor de încredere a mediei aritmetice și dispersiei (3). Studiul de față conține însă toate datele necesare obținerii acestor valori, urmînd ca numai în ceea ce privește valorile lui t_q și χ^2_q (respectiv χ^2_{1-q}) să se apeleze la tratatele de specialitate (6).

Rezultatele obținute sînt figurate pentru fiecare distribuție în cîte un tabel (tabelele nr. 1—9), păstrîndu-se aceeași ordine a zăcămintelor în conformitate cu tipul de minereu (minereu manganifer silicios — Pîrnești; minereu de mangan predominant silicios — Sebeș I, Sebeș II, Delinești, Globu-Rău, Coșna; minereu de mangan silicios slab ferifer — Dadu, Dealul Rusului, Ciocănești, Iacobeni; minereu feromanganifer silicios — Răzoare, Moneasa) (5).

Privitor la interpretarea rezultatelor ne limităm la cîteva puncte de vedere, și anume:

Asimetria distribuțiilor, precum și caracterul bi- și trimodal sînt rezultatul asocierii a două sau, uneori, a trei distribuții normale, ele constituind distribuții asociate (4). În acest sens argumentează zonalitatea minereurilor, pusă în evidență în unele zăcăminte atît prin cercetări petrografice, cît și prin examinarea graficelor de puncte în baza metodei norului de corelație.

Stabilitatea relativ mare a FeO/MnO ($x_{min.} = 0{,}00$, $q_{75\%} \approx 1{,}00$) pune în evidență variația destul de restrînsă a compoziției chimice a mineralelor de mangan și fier în majoritatea zăcămintelor; alungirea distribuțiilor în domeniul valorilor ridicate o punem în legătură cu procesele de alterare și diageneză care au favorizat migrarea manganului, cu excepția minereurilor de la Dealul Rusului și Răzoare, în care ea a fost cauzată, în special, de îmbogățirea minereurilor în oxizi de fier.

Caracterul apropiat de normalitate a distribuției $MnO\% + FeO\%$, ca și a $MnO\% + Fe_2O_3\% + SiO_2\%$, este datorat participării manganului, fierului și siliciului în parageneze complexe.

GEOCHEMICAL PARAMETERS OF ORES IN THE SOCIALIST REPUBLIC OF ROMANIA

I. DISTRIBUTION OF MAIN CHEMICAL ELEMENTS IN MANGANESE ORES

ABSTRACT

The authors' purpose is to characterize the geochemistry of ores in Romania using different magnitudes statistically comparable which are considered as geochemical parameters. This article presents an empirical estimation of the distribution parameters (statistical character of distribution, parameters of grouping centres, variation parameters), of the content percentage in MnO, Fe_2O_3, SiO_2, (MnO + FeO), (MnO + $+Fe_2O_3 + SiO_2$), CaO, P_2O_5 and S, as well as of FeO/MnO in manganese ores.

24,697 values of analyses have been used in the calculation.

BIBLIOGRAFIE

1. Dimitriu Al., Andăr A. și Andăr P., *Un nou indicator de asimetrie al distribuțiilor empirice*, Dări de seamă, Com. Geol., 1966—1967.
2. Ianovici V. și Dimitriu Al., *Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*, 129—159.
3. — *Fundamentarea concluziilor în cercetarea geochimică cu ajutorul statisticii matematice*, Sesiunea de comunicări științifice a Institutului Geologic (Comitetul de Stat al Geologiei), 1966.
4. — *Natura statistică a distribuțiilor asimetrice în geochimie*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1967, **12**, *1*, 15—30.
5. Ianovici V., Dimitriu Al., Constantinof D., Drăghici C. și Ionescu C., *Les caractères distinctifs chimico-minéralogiques des minerais de manganèse de la R. S. de Roumanie*, Congr. VIII al Asoc. geol. Carp.-Balc., Belgrad, 1967.
6. Mihoc Gh. și Urseanu V., *Matematici aplicate în statistică*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1962.
7. Mogorovski V. V., *Despre caracteristica cantitativă a gradului de uniformitate a elementelor chimice în obiectele naturale*, Geochimia, 1962, *2*, 181—184.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 19 octombrie 1967.

CONSIDERAȚII ASUPRA PALEOLITOLOGIEI ȘI PALEOTECTONICII ZONELOR DE ȘISTURI CRISTALINE DIN PARTEA DE SUD-EST A BANATULUI

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA și ACADEMICIAN AL. CODARCEA

55 (05)

În fundamentul cristalin danubian din Banatul de sud-est se dezvoltă succesiuni de șisturi cristaline foarte variate în ceea ce privește constituția litologică-petrografică și faciesul metamorfic, asociate cu masive granitoide și gabbro-peridotitice. Prin încadrarea acestor succesiuni de șisturi cristaline în schema tectonică a Banatului, ele au fost repartizate la două mari unități tectonice : complexul intern și complexul extern, separate printr-o zonă mediană, zona de Corbu (5). În complexul intern au fost deosebite zonele de Toronița, Ielova și Poiana Mraconiei. Complexul extern cuprinde zona de Vodna și de Neamțu cu granitele de Ogradena. Complexul intern vine în contact cu zona de Corbu printr-un plan de încălecare, care spre sud prezintă caracterul unui șariaj destul de important.

Ulterior (6), complexul intern a fost denumit unitatea de Almăj, iar zona mediană de Corbu și complexul extern au fost înglobate în unitatea de Ogradena.

Unitățile tectonice menționate sînt alpine, grefate pe o tectonică mai veche (8). Reluarea studiului fundamentului cristalin al unității de Ogradena ne permite să aducem o serie de date noi, care contribuie la descifrarea evoluției geologice prealpine a acestei părți din autohtonul danubian. Abordarea studiului șisturilor cristaline din punctul de vedere al paleolitologiei și al caracterului proceselor de metamorfism (9) ne-a condus la concepția că în Banatul de sud-est se pot deosebi succesiuni de șisturi cristaline cu caractere specifice, aparținînd la mai multe cicluri tectonice a căror repartiție nu corespunde întrutotul cu unitățile și zonele tectonice alpine menționate mai sus.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie, t. 13 nr. 1 p. 17–23 București 1968

În unitatea de Ogradena am deosebit cîteva serii de şisturi cristaline bine deschise de-a lungul văii Mraconia. Am adoptat pentru aceste serii denumirea zonei în care formaţiunile lor predomină. Remarcăm că termenii care aparţin unei anumite serii pot apărea şi în altă zonă tectonică decît aceea a cărei denumire a fost utilizată pentru desemnarea ei.

SERIA DE NEAMŢU

Această serie prezintă o dezvoltare caracteristică în zona de Neamţu. Datorită metamorfozării depozitelor primordiale terigene în condiţii predominant statice, structurile sedimentare s-au conservat în general. Gnaisele sînt constituite din granule de plagioclaz foarte alterat, ovale sau uşor efilate, înglobate într-o matrice puţin abundentă, biotitică, neorientată. Caracteristicile menţionate ne îndreptăţesc să considerăm aceste gnaise ca fiind rezultate prin metamorfozarea unor depozite de graywacke la nivelul faciesului amfibolitic. Deoarece transformarea s-a produs într-o zonă profundă de metamorfism, propunem pentru aceste roci specifice seriei de Neamţu denumirea de „gnaise graywackice".

Gnaisele graywackice sînt asociate adesea cu gnaise amfibolitice şi amfibolite, prezentînd aspecte caracteristice pavimentoase, care amintesc structuri de corneană; acestea se datoresc metamorfozării rocilor în condiţii plutonice şi nu sînt provocate de intruziuni de granite, după cum s-ar părea la prima vedere.

Seria de Neamţu a suferit procese intense de omogenizare. Îndeosebi între zona de Vodna şi zona de Corbu se remarcă prezenţa structurilor agmatitice şi a unor frecvente fîşii leucocrate fără limite tranşante, care tind să înlocuiască gnaisele şi amfibolitele mai vechi. Astfel se dezvoltă mase de roci leucocrate, caracterizate printr-o vagă textură paralelă, marcată prin prezenţa enclavelor şi skialitelor, constituite din roci tipice seriei de Neamţu. Acest proces duce în final la roci leucocrate cu caracter granitoid.

Între zona de Vodna şi granitul de Ogradena, procesele de omogenizare descrise mai sus sînt mai puţin dezvoltate. Aici, rocile seriei de Neamţu sînt străbătute de corpuri concordante şi discordante de roci granitoide microclinice şi de dykuri importante de granodiorite porfirice. Filonaşele discordante, de dimensiuni în general subdecimetrice, sînt caracterizate fie prin abundenţa microclinului, fie prin prezenţa oligoclazului bazic idiomorf înconjurat de o bordură de albiclaz. Enclavele şistoase incluse în rocile granitoide sînt constituite din gnaisele graywackice; ele nu prezintă în general fenomene de contact, rareori observîndu-se la periferia lor recristalizarea plagioclazului. La contactul îndeosebi al corpurilor discordante de granitoide cu gnaisele graywackice se observă invadarea acestora de cuarţ, care se insinuează printre granulele de plagioclaz, înglobîndu-le. Nu acelaşi lucru se poate spune de microclin, care nu depăşeşte niciodată limitele corpului granitoid.

SERIA DE VODNA

Seria de Vodna prezintă o dezvoltare tipică în limitele zonei cu acelaşi nume. Pachete de roci aparţinînd acestei serii există însă şi în zona de Neamţu la contactul cu granitul de Ogradena. La limita zonei de Corbu

cu zona de Neamţu apare o succesiune de şisturi cristaline, pe care am atribuit-o de asemenea seriei de Vodna. Astfel, seria de Vodna poate fi subdivizată în două subserii : subseria şisturilor amfibolice în est şi subseria metagraywackelor în vest.

Subseria şisturilor amfibolice este caracterizată prin predominanţa şisturilor amfibolice microcristaloblastice. Această subserie prezintă un caracter rubanat, începînd de la scara metrilor pînă la aceea a milimetrilor. Şisturile amfibolice alternează ritmic cu roci cuarţo-feldspatice (cuarţo-plagioclazice cu biotit şi cuarţo-microclinice). Cu totul sporadic apar intercalaţii de şisturi micacee cu granaţi mici, microcutate. La contactul vestic al zonei de Vodna cu zona de Neamţu se individualizează un orizont şistos-calcaros cu alternanţe de şisturi epidotice şi cloritice.

Seria de Vodna este străbătută rareori de filonaşe concordante leucocrate, care nu depăşesc dimensiuni decimetrice. În general, rocile care le constituie sînt caracterizate prin abundenţa microclinului, prezentînd tendinţă vădită de blasteză şi uneori chiar concreşteri eutectice cu cuarţul. Mai rar apar în cadrul acestei serii roci profirice, în care metamorfismul a dezvoltat lamele de biotit înşiruite paralel. Atît în seria de Vodna, cît şi în seria de Neamţu apar filoane concordante sau discordante de porfire foarte slab metamorfozate, ulterioare metamorfozării seriei de Vodna.

Subseria metagraywackelor este constituită din roci blastopsamitice, provenite prin metamorfozarea unor depozite de graywacke la nivelul faciesului şisturilor verzi. Granulele de plagioclaz (oligoclaz) şi-au păstrat forma rotunjită aproape intactă. Dimensiunile lor variază între 0,2 şi 1 mm. Remarcăm de asemenea alternanţe constituite din granule de plagioclaz uşor zonat, avînd dimensiuni de 1—2 mm. Matricea este puţin abundentă, constituită din lamele fine de biotit măsliniu, orientate paralel. Mai rar, biotitul este asociat cu cuarţ mărunt cristalizat. Recristalizarea matricei argiloase primordiale sub formă de biotit a acţionat asupra granulelor detritice de plagioclaz al căror contur a devenit foarte fin dinţat. Metagraywackele conţin uneori granaţi submilimetrici, turmalină sau oxizi de fier.

Şisturile amfibolice se întîlnesc cu totul sporadic în subseria metagraywackelor. Gnaisele graywackice, atunci cînd apar, nu aparţin acestei subserii, fiind evident remaniate ; ele se deosebesc de metagraywacke prin dimensiunea mai mare a granulelor de plagioclaz, care îşi păstrează conturul lor net, şi prin dispoziţia neorientată a biotitului din matrice.

Caracterul polimetamorfic al subseriei metagraywackelor este pus în evidenţă prin cloritizarea parţială a biotitului.

SERIA DE CORBU

Am denumit seria de Corbu succesiunea de şisturi cristaline care apare pe valea Mraconiei în limitele zonei de Corbu, exceptînd metagraywackele, pe care le-am atribuit seriei de Vodna. În cadrul succesiunii cristalofiliene de pe valea sus-menţionată, se pot deosebi trei orizonturi.

Orizontul peridotitelor prezintă o poziţie stratigrafică inferioară. Acest orizont este constituit în general din serpentinite antigoritice. Con-

tactul cu orizontul următor al gabbrourilor este puternic tectonizat. În această porţiune au avut loc intense procese de hidrotermalizare.

Orizontul gabbrourilor este caracterizat prin predominanţa gabbrourilor. Acestea sînt asociate cu roci verzi şi cu porfiroide. În unele cazuri, gabbrourile sînt masive, formînd corpuri alungite, cu dimensiuni de ordinul metrilor; mineralele melanocrate sînt complet uralitizate, iar plagioclazul este saussuritizat. În alte cazuri, gabbrourile sînt constituite din fîşii amfibolitice şi fîşii sau lentile mărunt granulare epidotice; ele alternează cu pachete de dimensiuni decimetrice pînă la metrice de roci verzi şi de porfiroide.

Rocile verzi sînt microcristaline sau criptocristaline, fiind constituite din mineralele specifice faciesului şisturilor verzi, rezultate prin transformarea unui material vulcanogen bazic : clorit, epidot, albit, la care se adaugă subordonat sericit, cuarţ şi calcit.

Porfiroidele au rezultat prin metamorfozarea unor roci de compoziţie mai acidă. În unele cazuri se păstrează conturul idiomorf al fenocristalelor, înglobate într-o pastă microcristalină albito-cuarţoasă. Datorită intervenţiei procesului de metamorfism regional, fenocristalele devin adesea lentiliforme, efilate la extremităţi, iar în masa fundamentală sericitul, muscovitul şi cloritul sînt orientate paralel.

Orizontul rocilor verzi este constituit din pachete de dimensiuni de ordinul metrilor de roci verzi compacte, care alternează cu roci verzi şistoase. Menţionăm de asemenea prezenţa unor alternanţe de porfirite cenuşii compacte.

Rocile verzi sînt microcristaline sau criptocristaline, alcătuite cu precădere din clorit şi albit. Tipurile şistoase sînt caracterizate prin prezenţa sericitului, cuarţului şi calcitului. Uneori, rocile verzi conţin cristale de albit de dimensiuni variate, angulare sau subangulare, adeseori fragmentate. Menţionăm de asemenea prezenţa rocilor clorito-albitice, în care albitul rotunjit, echigranular este înglobat într-o masă cloritică, adesea calcaroasă.

Porfiritele sînt constituite dintr-o pastă mai mult sau mai puţin devitrificată, alcătuită din albit, uneori microlitic, şi subordonat din cuarţ şi clorit. Fenocristalele sînt uşor corodate, fiind constituite din oligoclaz acid. Mai rar aceste roci conţin fenocristale de biotit; în acest caz, plagioclazul este reprezentat prin oligoclaz bazic, fiind înconjurat de o bordură albitică, datorită reacţiei rocii în condiţiile faciesului şisturilor verzi

CONCLUZII

Separarea şi caracterizarea seriilor de şisturi cristaline din Banatul de sud-est permit obţinerea unei scheme mai complete a evoluţiei prealpine a acestei porţiuni din autohtonul danubian. Seriile cristalofiliene puse în evidenţă reprezintă formaţiunile anumitor etape aparţinînd unor geosinclinale diferite. Ciclurile tectonice în timpul cărora formaţiunile respective au fost transformate în şisturi cristaline se deosebesc prin anumite caractere ale metamorfismului regional, însoţit în unele cazuri de procese specifice de omogenizare. S-au putut deosebi de asemenea granite aparţinînd diferitelor cicluri tectonice.

Seria de Neamţu reprezintă o formaţiune terigenă (de fliş), rezultată prin erodarea unui fundament foarte vechi, constituit din granitoide plagioclazice, care apare la zi în zona de Ielova. Această formaţiune a fost metamorfozată într-o zonă profundă, în condiţii predominant statice, în decursul unui prim ciclu tectonic. Ulterior acestui ciclu tectonic au avut loc procesele de omogenizare care au afectat seria de Neamţu, îndeosebi între zona de Vodna şi zona de Corbu. Dykurile de granodiorite, ca şi filonaşele discordante de compoziţie asemănătoare, aparţin probabil acestui ciclu.

Seria de Vodna reprezintă formaţiunile unui geosinclinal mai nou. Subseria şisturilor amfibolice a rezultat prin metamorfozarea unei formaţiuni iniţiale, urmată în timp de depunerea subseriei metagraywackelor, care corespunde etapei de fliş a acestui geosinclinal. Probabil spre finele etapei iniţiale a geosinclinalului de Vodna, lave acide au pătruns între depozitele vulcanogene bazice şi îndeosebi în fundamentul de Neamţu. Prin consolidarea lor, în condiţii diferite, au rezultat porfire şi granite porfirice. Intruziunea granitului de Ogradena a fost ceva mai tîrzie, postorogenică, metamorfozînd termic enclavele (sillimanit), care aparţin seriei de Vodna. Formaţiunile seriei de Vodna au fost metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitelor cu albit şi epidot. Concomitent, în fundament s-au produs procese de omogenizare în condiţii statice, care au afectat îndeosebi rocile eruptive mai noi, imprimîndu-le un aspect granitic propriu. În acest mod se poate explica blasteza largă a microclinului, caracteristică atît corpurilor şi filonaşelor de granitoide din zona de Neamţu, cît şi granitului de Ogradena.

Seria de Corbu aparţine unui alt ciclu tectonic. Ea este o formaţiune ofiolitică tipică. Orizonturile, puse în evidenţă în zona de Corbu de pe valea Mraconiei, corespund celor trei zone caracteristice unora dintre cortegiile ofiolitice (3). Ritmicitatea unora dintre orizonturile seriei de Corbu reprezintă de asemenea un caracter premetamorfic al formaţiunilor ofiolitice. Metamorfozarea materialului iniţial s-a produs la nivelul faciesului şisturilor verzi; concomitent, formaţiunile mai vechi au fost retrometamorfozate. Granitele postorogene de Cherbelezu, care metamorfozează la contact depozitele zonei de Corbu, aparţin acestui ciclu. Referitor la vîrsta seriei de Corbu, remarcăm că în Serbia orientală (R. S. F. Iugoslavia), în continuitatea zonei de Corbu şi a masivului gabbroperidotitic de la Iuţi, au fost puse în evidenţă Archeociatidee (1) în marmurile de la partea superioară a complexului superior metamorfozat din sinclinalul de Crnajka. Acest fapt indică vîrsta cambriană a seriei de Corbu, confirmînd apartenenţa ei la paleozoicul vechi (7).

Termeni aparţinînd cambrianului trebuie căutaţi în zonele de filite asociate cu serpentine, care apar în partea de nord-vest a autohtonului danubian (Masivul Retezat).

Din cele expuse mai sus reiese că seria de Corbu cu caracter evident ofiolitic reprezintă etapa iniţială a geosinclinalului caledonian în sistemul carpato-balcanic, care s-a desfăşurat cu intensitate în cambrianul inferior.

Reluarea studiului fundamentului cristalin din Banatul de sud-est pe bază de noi criterii deschide alte posibilităţi de elucidare a evoluţiei lui prealpine. Divizarea stivei de şisturi cristaline în serii şi atribuirea lor unor cicluri tectonice independente dau posibilitatea ex-

plicării multor neconcordanţe între realităţile terenului şi clasificările petrografice utilizate pînă în prezent. Aplicarea în continuare a noilor criterii de divizare a terenurilor cristalofiliene în studiul fundamentului cristalin al Banatului va aduce completări şi îmbunătăţiri schemei propuse. Clarificarea paleotectonicii Banatului va permite în viitor obţinerea unei noi imagini, mai complete, a evoluţiei prealpine a autohtonului danubian.

CONSIDÉRATIONS SUR LA PALÉOLITHOLOGIE ET LA PALÉOTECTONIQUE DES ZONES DE SCHISTES CRISTALLINS DE LA PARTIE SE DU BANAT

RÉSUMÉ

A la constitution des terrains métamorphiques de l'unité tectonique d'Ogradina de l'autochtone danubien, traversés par la vallée de Mraconia, participent plusieurs séries caractéristiques de schistes cristallins.

La série de Neamţu, bien développée dans la zone de Neamţu (4,5), est constituée notamment de gneiss graywackiques associés à des gneiss amphiboliques et amphibolites. Y apparaissent aussi des masses de roches granitoïdes à microcline et des dykes de granodiorites porphyriques.

Dans *la série de Vodna* on distingue deux sous-séries : 1) la sous-série des schistes amphiboliques rubanés, constituée d'une alternance rythmique de schistes amphiboliques et de roches quartzo-feldspathiques, suivie, à la partie supérieure, d'un niveau de schistes calcaires et de schistes à épidote et chlorite ; 2) la sous-série des métagraywackes, caractérisée par la présence des roches blasto-psammitiques issues des dépôts de graywackes métamorphisés en faciès des schistes verts.

La série de Corbu peut être subdivisée en trois niveaux : 1) le niveau des péridotites constitué en général, de serpentinites antigoritiques, 2) le niveau des gabbros, caractérisé par la prédominance des gabbros associés à des roches vertes et des porphyroïdes et 3) le niveau des roches vertes constitué de roches vertes compactes, alternant avec des roches vertes schisteuses et des porphyrites.

Les séries cristallophylliennes de l'unité alpine de Ogradina du Banat sud-oriental représentent des formations appartenant à des géosynclinaux divers.

La série de Neamţu correspond à une formation terrigène (de flysch) résultée de l'érosion d'un socle très ancien, constitué de granitoïdes plagioclasiques, probablement originaires de la zone de Jelova. Cette formation a subi un métamorphisme statique pendant l'un des cycles tectoniques précambriens et des processus d'homogénéisation ultérieurs qui ont engendré des roches à structures agmatitiques et des masses de gneises granitoïdes à microcline.

La série de Vodna représente les formations d'un géosynclinal plus récent.

La sous-série des schistes amphiboliques provient d'une formation d'initialites métamorphisées, suivie de la sédimentation de la sous-série des métagraywackes.

L'intrusion du granite d'Ogradena post-orogénique appartient à ce cycle.

La série de Corbu appartient à un autre cycle tectonique encore plus récent. Les niveaux qu'on a pu séparer correspondent aux trois zones caractéristiques des cortèges ophiolithiques. La série a subi un métamorphisme correspondant au faciès des schistes verts.

En suivant la prolongation des séries cristallines au sud du Danube, dans la RSF de Yougoslavie, on constate que la série de Corbu correspond à la zone des schistes verts de Crnajka associés à des marbres à Archaeocyathidées, témoignant un âge paléozoïque inférieur, en l'espèce cambrien.

La série de Corbu représenterait donc l'étape initiale du géosynclinal calédonien.

L'intrusion du granite de Cherbelezu post-orogénique appartient à ce cycle.

BIBLIOGRAFIE

1. Aleksić V., Babović M., Dimitrijević M., Divljan S., Grubić A., Kalenić M. a. Petrović B., *Metamorphic complexes of the Carpatho-Balkanarch and adjacent areas*, Asoc. Géol. Carp.-Balk., Commission de magmatisme et métamorphisme, Belgrad, 1966.
2. Bercia I. şi Bercia E., *Contribuţii la studiul serpentinitelor din Banatul de sud*, An. Com geol., **XXXII**, 1962.
3. Brunn J. H., *Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Mac édoine occidentale*, Ann. Géol. des Pays helléniques, 1956, **VII**.
4. Codarcea Al., *Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinița (département de Severin)*, C. R. Inst. géol. Roum., 1933, **XXI**.
5. — *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et Plateau de Mehedinți*, Ann. Inst. géol. Roum., 1940, **XX**.
6. Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I. şi Mercus D., *Privire generală asupra structurii geologice a Carpaţilor Meridionali dintre Dunăre şi Olt*, Congr. V, al Asoc. geol. carp.-balc., Ghidul excursiilor, C, Carpaţii Meridionali, Bucureşti, 1961.
7. Codarcea Al. et Pavelescu L., *Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates méridionales*, Congr. V, Assoc. géol. Carp.-balc., Bucureşti, 1963, **II**.
8. Codarcea-Dessila Marcela, *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. roum. de Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géologie, 1967, **11**, *1*.
9. — *Căi noi în descifrarea evoluţiei geologice a terenurilor cristalofiliene*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **II**, *2*.

Academia Republicii Socialiste România
şi Institutul de geologie al Comitetului
de Stat al geologiei.

Primit în redacţie la 1 noiembrie 1967.

CONSIDERAȚII ASUPRA GENEZEI ZĂCĂMINTELOR DE MANGAN DIN MUNȚII SEBEȘULUI

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ȘI

AL. DIMITRIU

55 (05)

Zăcămintele de mangan din Munții Sebeșului, individualizate în două mari corpuri stratiforme de silicați de mangan și fier, au făcut obiectul a numeroase cercetări mineralogice, petrografice (2), (3), (6), (7) și geochimice (4), (11). Rezultatele obținute semnalează unele deosebiri în parageneza mineralogică și în compoziția chimică a acestor minereuri, însă ele nu oferă suficiente argumente pentru a se putea afirma că deosebirile sînt sau nu esențiale, că minereurile de mangan din Munții Sebeșului s-au format în condiții diferite

Principial, problema că două obiecte sînt sau nu asemănătoare se poate rezolva numai dacă raționamentul circumscrie totalitatea caracteristicilor celor două obiecte ; ele sînt considerate în interdependență. Sub acest aspect, un criteriu important îl constituie proiecțiile n-dimensionale, dintre care accesibilă practicii este doar proiecția ternară. Caracterizarea unei roci numai prin trei coordonate (chimice, mineralogice sau fizice), în afară de faptul că nu se bazează pe o informație completă asupra caracteristicilor rocii, are defectul, ca de altfel și în cazul proiecțiilor de ordin superior, că nu exprimă în mod evident corelațiile dintre caracteristici, iar aprecierea gradului de apropiere dintre compoziția a două roci se face vizual. Utilizarea unor indicatori cantitativi, cum sînt coeficienții de repartiție K și $Ø_i$ (4), ajută într-adevăr la determinarea mai precisă a caracterelor chimico-mineralogice ale rocilor, însă nu oferă posibilitatea de a se lua o decizie fermă asupra asemănării dintre două roci. Astfel, în cazul zăcămintelor din Munții Sebeșului, unii dintre acești indicatori prezintă deosebiri însemnate (tabelul nr. 1), însă numai în baza aprecierilor vizuale

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 25–32 București 1968

ele nu pot fi declarate ca esenţiale, după cum mai ales nu pot fi considerate că ele marchează deosebiri esenţiale între cele două minereuri.

Tabelul nr. 1

Aspectele cantitative ale suprafeţei de proiecţie a compoziţiei chimice (MnO, FeO, SiO_2) a minereurilor de mangan din Munţii Sebeşului în relaţie cu omogenitatea şi complexitatea compoziţiei mineralogice

Zăcămîntul	Coeficienţii de repartiţie					
	K	$Ø_1$	$Ø_2$	$Ø_3$	$Ø_4$	$Ø_5$
Sebeş I	14	64	13	18	5	0
Sebeş II	9	46	21	19	11	3

Pe de altă parte, examinarea comparativă a naturii statistice şi a parametrilor distribuţiei fiecărui element chimic în parte (tabelul nr. 2) evidenţiază unele deosebiri pe care, la fel, nu le putem diagnostica ca fiind esenţiale în determinarea compoziţiei chimice a minereurilor dacă ne limităm la aprecieri vizuale [1].

Un criteriu care dă posibilitatea să fie adoptată concluzia cu maximum de verosimilitate, pentru care probabilitatea ca ea să fie greşită este într-atît de mică, încît infirmarea ei este practic imposibilă, îl oferă statistica matematică prin analiza multidimensională de dispersie, adoptată în această cercetare.

Să considerăm compoziţia chimică a rocii drept o mărime întîmplătoare continuă multidimensională, funcţie de componenţii chimici ξ_i în număr de n

$$\Xi = (\xi_1, \xi_2, \ldots, \xi_n),$$

avînd speranţa matematică vectorul-coloană sau vectorul-linie $M\Xi$

$$M\Xi = \begin{pmatrix} M\xi_1 \\ M\xi_2 \\ \vdots \\ M\xi_n \end{pmatrix}$$

iar drept caracteristică a neuniformităţii şi dependenţei conţinuturilor diferiţilor componenţi unul faţă de altul matricea de covarianţă $D\Xi$

$$D\Xi = \begin{Vmatrix} D_{11} & D_{12} & \ldots & \ldots & D_{1n} \\ D_{21} & D_{22} & \ldots & \ldots & D_{2n} \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ \ldots & \ldots & D_{md} & \ldots & \ldots \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ D_{n1} & D_{n2} & \ldots & \ldots & D_{nn} \end{Vmatrix}$$

[1] Informaţii ample asupra diferiţilor parametri ai distribuţiei componenţilor chimici în minereurile de mangan din Munţii Sebeşului se găsesc în lucrarea lui V. Ianovici şi Al. Dimitriu, *Parametrii geochimici ai minereurilor din România. I. Distribuţia elementelor chimice principale în minereurile de mangan* (acest volum).

Tabelul nr. 2

Natura statistică și parametrii distribuției elementelor chimice principale în minereurile de mangan din Munții Sebeșului

Zăcămîntul	Natura statistică a distribuției	$\bar{x}$	$\hat{\sigma}$	v
	MnO %			
Sebeș I	d. normală	26,6	5,5	21
Sebeș II	d. normală	25,7	5,9	23
	Fe_2O_3 %			
Sebeș I	d. intermediară	13,6	3,3	24
Sebeș II	d. normală	12,6	2,6	21
	SiO_2 %			
Sebeș I	d. intermediară	36,7	7,0	19
Sebeș II	d. normală	41,7	6,5	16
	FeO/MnO			
Sebeș I	d. lognormală	0,48	0,15	31
Sebeș II	d. lognormală	0,46	0,15	33
	MnO % + FeO %			
Sebeș I	d. normală	38,8	6,0	15
Sebeș II	d. normală	37,0	6,3	17
	MnO % + Fe_2O_3 % + SiO_2 %			
Sebeș I	d. intermediară	75,5	10,6	14
Sebeș II	d. normală	79,9	3,4	4
	CaO %			
Sebeș I	d. normală	3,07	1,13	37
Sebeș II	d. lognormală	2,59	1,20	46
	P_2O_5 %			
Sebeș I	d. intermediară	0,51	0,26	51
Sebeș II	d. lognormală	0,50	0,23	46
	S %			
Sebeș I	d. lognormală	0,26	0,27	104
Sebeș II	d. lognormală	0,23	0,25	109

În practică, evaluarea speranței matematice se face cu ajutorul seriei mediilor aritmetice ale conținutului componenților chimici, iar în ceea ce privește caracteristica $D\Xi$, prin valorile dispersiei și covarianței.

În aceste condiții, problema comparării compoziției chimice a două roci constă în verificarea veridicității ipotezei $M\Xi_1 = M\Xi_2$. În acest scop, analiza multidimensională de dispersie oferă mai multe criterii, dintre care unul relativ simplu, este criteriul V. Aspectele teoretice sînt tratate într-o serie de lucrări monografice (1), (8). Aplicațiile date sînt numeroase, dovedind o deosebită importanță în variate cercetări geologice (5), (9), (10).

Pe baza valorilor de analiză N_1 şi, respectiv, N_2 ale componenţilor chimici $\xi_1, \xi_2, \ldots, \xi_n$ ai celor două roci (roca 1 şi roca 2),

$$\begin{pmatrix} x_1^{(1)} & y_1^{(1)} & \ldots & k_1^{(1)} \\ x_2^{(1)} & y_2^{(1)} & \ldots & k_2^{(1)} \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ x_{N_1}^{(1)} & y_{N_1}^{(1)} & \ldots & k_{N_1}^{(1)} \end{pmatrix}$$

şi

$$\begin{pmatrix} x_1^{(2)} & y_1^{(2)} & \ldots & k_1^{(2)} \\ x_2^{(2)} & y_2^{(2)} & \ldots & k_2^{(2)} \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ x_{N_2}^{(2)} & y_{N_2}^{(2)} & \ldots & k_{N_2}^{(2)} \end{pmatrix}$$

unde $x_j^{(1)}$ $(j = 1, 2, \ldots, N_1)$ reprezintă conţinutul componentului chimic ξ_1 în proba j din roca 1, se calculează matricele de covarianţă W şi S, dintre care ultima în ipoteza că diferenţa dintre mediile compoziţiei chimice a celor două roci este neglijabilă.

Criteriul V este o funcţie logaritmică a raportului dintre determinanţii matricelor W şi S:

$$V = -\left(N_1 + N_2 - 1 - \frac{p+2}{2}\right) \ln \frac{|W|}{|S|},$$

unde N_1, N_2 = numărul de valori de analiză ale celor două roci comparate;
p = numărul de componenţi chimici (caracteristici);
$|W|, |S|$ = determinanţii matricelor.

Mărimea V este repartizată după legea χ^2, încît se acceptă ca reală ipoteza $M\Xi_1 = M\Xi_2$ dacă valoarea obţinută V nu depăşeşte valoarea admisă χ^2 la un nivel de semnificaţie q şi p grade de libertate.

Elementele matricelor W şi S

$$W = \begin{Vmatrix} W_{xx} & W_{xy} & W_{xz} & \ldots & W_{xk} \\ W_{yx} & W_{yy} & \ldots & \ldots & W_{yk} \\ \ldots & \ldots & W_{zz} & \ldots & \ldots \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ W_{kx} & W_{ky} & \ldots & \ldots & W_{kk} \end{Vmatrix}$$

$$S = \begin{Vmatrix} S_{xx} & S_{xy} & S_{xz} & \ldots & S_{xk} \\ S_{yx} & S_{yy} & \ldots & \ldots & W_{yk} \\ \ldots & S_{zz} & \ldots & \ldots & \ldots \\ \ldots & \ldots & \ldots & \ldots & \ldots \\ S_{kx} & S_{ky} & \ldots & \ldots & S_{kk} \end{Vmatrix}$$

se pot calcula (5) folosind următoarele formule :

$$W_{xy} = \left(\sum_{I} XY + \sum_{II} XY\right) - \left(\frac{\sum_{I} X \sum_{I} Y}{N_1} + \frac{\sum_{II} X \sum_{II} Y}{N_2}\right)$$

$$W_{xx} = \left(\sum_{I} X^2 + \sum_{II} X^2\right) - \left(\frac{(\sum_{I} X)^2}{N_1} + \frac{(\sum_{II} X)^2}{N_2}\right)$$

$$S_{xy} = \left(\sum_{I} XY + \sum_{II} XY\right) - \left(\frac{(\sum_{I} X + \sum_{II} X)(\sum_{I} Y + \sum_{II} Y)}{N_1 + N_2}\right)$$

$$S_{xx} = \left(\sum_{I} X^2 + \sum_{II} X^2\right) - \left(\frac{(\sum_{I} X + \sum_{II} X)^2}{N_1 + N_2}\right)$$

Formulele sînt aceleași pentru elementele $W_{xz}, \ldots W_{xk}$, ca și pentru $S_{xz}, \ldots, S_{xk}$ sau $W_{yy}, W_{zz}, \ldots, W_{kk}$ și $S_{yy}, S_{zz}, \ldots, S_{kk}$.

Elementele matricei S pot fi calculate de asemenea prin însumarea elementelor matricei W și ale unei matrice Q, ale căror elemente Q_{xy} și Q_{xx} se calculează după formulele :

$$Q_{xy} = \left(\frac{\sum_{I} X \sum_{I} Y}{N_1} + \frac{\sum_{II} X \sum_{II} Y}{N_2}\right) - \left(\frac{(\sum_{I} X + \sum_{II} X)(\sum_{I} Y + \sum_{II} Y)}{N_1 + N_2}\right)$$

$$Q_{xx} = \left(\frac{(\sum_{I} X)^2}{N_1} + \frac{(\sum_{II} X)^2}{N_2}\right) - \left(\frac{(\sum_{I} X + \sum_{II} X)^2}{N_1 + N_2}\right).$$

Recomandăm folosirea ambelor modalități de calcul ale elementelor matricei S în vederea unui control al exactității calculelor.

Pentru efectuarea mai comodă a calculelor este indicat ca elementele ambelor matrice să fie împărțite prin $(N_1 + N_2 - 2)$, după cum este prevăzut în formulele prezentate de D. A. Rodionov (9). Calculele făcute de noi arată că această simplificare influențează numai în mică măsură valoarea mărimii V.

În cercetarea asemănării compoziției chimice a minereurilor de mangan din cele două perimetre din Munții Sebeșului au fost luate în calcule valorile numai a patru caracteristici, avînd în vedere dificultățile de calcul (MnO, FeO, SiO_2 și FeO/MnO). S-a preferat FeO/MnO în locul altor mărimi, întrucît este considerat drept o mărime caracteristică tipului de minereu de mangan.

În tabelul nr. 3 sînt prezentate valorile de bază care intră în calculul elementelor matricelor W și S potrivit formulelor prezentate anterior. Valorile elementelor matricelor W și S sînt figurate în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 3

Valorile de bază pentru calculul elementelor matricelor W, Q și S

Valori de bază	Selecția Sebeș I	Selecția Sebeș II	Total
ΣX	10 895,06	3 235,67	14 130,73
ΣY	4 955,44	1 422,57	6 378,01
ΣZ	15 868,59	5 249,76	21 118,35
ΣK	194,89	58,19	253,08
ΣX^2	302 431,71	84 475,04	386 906,75
ΣY^2	63 399,33	16 781,50	80 180,83
ΣZ^2	653 429,93	224 069,18	877 499,11
ΣK^2	102,06	29,04	131,10
ΣXY	131 706,83	36 479,48	168 186,31
ΣXZ	409 856,41	131 121,75	540 978,16
ΣXK	4 957,45	1 421,00	6 378,45
ΣYZ	190 032,53	58 866,18	248 898,71
ΣYK	2 495,55	684,63	3 180,18
ΣZK	7 726,31	2 479,71	10 206,02
N	409	126	535

Notă: $X = MnO\%$; $Y = FeO\%$; $Z = SiO_2\%$; $K = FeO/MnO$:

$\sum_{I\,II} X^2 = \sum_{I} X^2 + \sum_{II} X^2$ similar pentru

$\sum_{I\,II} Y^2$ etc.; $\sum_{I\,II} XY = \sum_{I} XY + \sum_{II} XY$ similar pentru

$\sum_{I\,II} XZ$ etc.

Tabelul nr. 4

Elementele matricelor W, Q și S

Elementele matricelor	W_{ij}	Q_{ij}	S_{ij}
X^2	13 589,26	88,47	13 677,73
Y^2	4 079,62	65,67	4 145,29
Z^2	43 091,49	791,35	43 882,84
K^2	11,37	0,01	11,38
XY	−349,61	76,23	−273,38
XZ	−16 547,33	−264,51	−16 811,84
XK	−307,40	1,35	−306,05
YZ	−2 636,01	−227,98	−2 863,99
YK	161,91	1,17	163,08
ZK	220,11	−4,06	216,05

Final, au fost obținute următoarele matrice :

$$W = \begin{Vmatrix} 13\,589{,}26 & -349{,}61 & -16\,547{,}33 & -307{,}40 \\ -349{,}61 & 4\,079{,}62 & -2\,636{,}01 & 161{,}91 \\ -16\,547{,}33 & -2\,636{,}01 & 43\,091{,}49 & 220{,}11 \\ -307{,}40 & 161{,}91 & 220{,}11 & 11{,}37 \end{Vmatrix}$$

$$S = \begin{Vmatrix} 13\,677{,}73 & -273{,}38 & -16\,811{,}84 & -306{,}05 \\ -273{,}38 & 4\,145{,}29 & -2\,863{,}99 & 163{,}08 \\ -16\,811{,}84 & -2\,863{,}99 & 43\,882{,}84 & 216{,}05 \\ -306{,}05 & 163{,}08 & 216{,}05 & 11{,}38 \end{Vmatrix}$$

avînd determinanții

$$|W| = -1\,691\,112\,240\,435{,}71$$

$$|S| = -1\,752\,565\,549\,340{,}69$$

Pe această bază

$$V = -\left(N_1 + N_2 - 1 - \frac{p+2}{2}\right) \ln \frac{|W|}{|S|} =$$

$$= -531 \ln \frac{|W|}{|S|} = 531 \cdot 0{,}0356 = 18{,}90$$

Deoarece $\chi^2_{4\ gr.\ l;\ 0{,}05} = 9{,}49$, se confirmă ca esențiale deosebirile semnalate cu privire la compoziția chimică a minereurilor de mangan din cele două perimetre situate în Munții Sebeșului, fundamentînd pe baze statistico-matematice concluzia că aceste minereuri s-au format în condiții genetice diferite.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GENÈSE DES GISEMENTS DE MANGANÈSE DES MONTS DE SEBEȘ

RÉSUMÉ

L'hypothèse selon laquelle la composition chimique des minerais de manganèse se trouvant dans deux secteurs des monts de Sebeș serait semblable a été testée par l'analyse multidimensionnelle de dispersion (critère V). Ont été considérées les caractéristiques MnO%, FeO%, SiO_2% et FeO/MnO ainsi que les volumes de sélection $N_1 = 409$ et $N_2 = 126$. L'analyse, se fondant sur ces grandeurs, conduit à la conclusion que les différences trouvées dans la composition chimique des minerais de manganèse sont essentielles et que les conditions génétiques ont été donc différentes dans les deux secteurs envisagés.

BIBLIOGRAFIE

1. Anderson T., *Introduction to multivariate statistical analysis*, J. Wiley a. Sons, New York, 1958.
2. Drăghici C., *Contribuţii la studiul silicaţilor de mangan şi fier din Munţii Sebeşului*, St. teh. econ., seria N, 1964, *6*.
3. Ianovici V., *Sur les gisements de manganèse de la Roumanie*, Travaux du XXe Congrès International géologique, Mexic, 1956.
4. Ianovici V., Dimitriu Al., Constantinof D., Drăghici C. şi Ionescu C., *Les caractères distinctifs chimico-minéralogiques des minerais de manganèse de la R. S. de Roumanie*, Congr. VIII al Asoc. geol. Carp.-Balc., Belgrad, 1967, **II**.
5. Miller R. L. a. Kahn J. S., *Statistical analysis in geological sciences*, J. Wiley a. Sons, New York, 1962.
6. Pavelescu L., *Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeş*, An. Com. geol., 1955, **XXVIII**.
7. — *Consideraţiuni asupra unor silicaţi de mangan şi fier din Munţii Sebeş*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de şt. biol., agron., geol., geogr., 1955, **VII**, *2*, 369.
8. Rao C. R., *Advanced statistical methods in bimetrical research*, J. Wiley a. Sons. New York, 1952.
9. Rodionov D. A., *K voprosu o statisticeskom sravnenii sostava porod*, Gheohimia, 1964, *4*, 368.
10. Rodionova M. K., *K voprosu o videlenii novogo vida foraminifer, biostratigrafia i paleogheografia mezo-kainozoia neftegazonosnih oblastei iugo-vostoka SSSR*, Nauka, Moscova, 1964, 10.
11. Savul M. şi Ianovici V., *Chimismul rocilor cu mangan din Carpaţii Orientali şi Meridionali din R.P.R.*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, *1—2*, 7.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 12 octombrie 1967.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL GEOCHIMIC AL ZĂCĂMÎNTULUI DE SULFURI POLIMETALICE DE LA RUSCHIȚA (POIANA RUSCĂI)

DE

D. GIUȘCĂ

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ȘI

ERNESTINA VOLANSCHI

55 (05)

Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Ruschița se găsește la contactul șisturilor cristaline cu granodioritele laramice. În zona de contact, șisturile cristaline sînt reprezentate prin orizontul tufogen inferior al complexului de șisturi tufogene, cuprinzînd șisturi cu amfiboli și biotit, șisturi cu biotit și calcare cristaline (5).

Zăcămîntul principal din Poiana Plumbului este alcătuit din patru volburi, localizate în calcare cristaline și skarne. Parageneza este simplă și cuprinde blendă, galenă, cuarț și calcit.

Zăcămîntul este deschis la cinci orizonturi: 752 m, 702 m, 658 m, 614 m și 574 m. Unul dintre forajele de cercetare a interceptat o lentilă de minereu la 150—193 m sub orizontul 574 m [1].

Probele recoltate pentru acest studiu provin în marea majoritate din partea superioară a abatajelor de la orizonturile 658 m și 614 m, respectiv de la 700 m și 650 m altitudine, precum și din carotele extrase din forajul amintit. Două probe au fost recoltate din lentila zăcămîntului Wilhelm.

Cercetările Trustului de explorări miniere au făcut cunoscută prezența bismutului și a telurului în galenă și a cobaltului în blendă. În studiul de față s-au urmărit analiza particularităților chimice ale blendei și galenei, precum și distribuția elementelor minore în cuprinsul zăcămîntului.

---

[1] Rapoartele Ministerului Minelor și Energiei Electrice privind zăcămîntul exploatării miniere Ruschița, 1964, 1965, 1966, Arh. C.S.G. I. V. Luca, *Raport geologic preliminar asupra zăcămintelor plumbozincoase de la Ruschița*, 1946, Arh. C.S.G.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 33—42 București 1968

E. Volanschi a recoltat probele și a executat analizele spectrale. S-au folosit spectrograful P.G.S.2 m și plăci Gevaert 23.D.50. E. Hîrjescu a separat cristalele de blendă și galenă, dînd astfel un prețios concurs în lucrările de analiză[2].

ELEMENTELE MINORE DIN GALENĂ

S-au dozat Bi, Sb, Te și Ag, folosindu-se un amestec de probă și grafit în proporție 1 : 2. S-a lucrat pentru Bi și Sb în curent continuu, excitație catodică la 8 A pînă la arderea completă a probei de 15 mg. Aceleași condiții de ardere au fost realizate și pentru Ag, dar cu filtrul de 10% transmisie. Pentru dozarea Te s-a lucrat la 6 A, timp de 120 s, folosindu-se 40 mg probă.

Pentru dozare s-a determinat intensitatea liniilor :

Sb 2 598 Å
Bi 3 067,71 Å între 10 și 1 000 p.l.m.
Bi 2 897,97 Å între 1 000 și 30 000 p.l.m.
Te 2 385,76 Å
Ag 3 382,89 Å

La prepararea etaloanelor s-au folosit o galenă lipsită de bismut de la Troița și o galenă lipsită de stibiu de la Ruschița, precum și sulfură de plumb cristalizată.

Au fost analizate 35 de probe din cele patru volburi principale, din lentila 3 a zăcămîntului Wilhelm și din lentila interceptată cu forajul 3. Majoritatea probelor provin din abatajele orizontului 614 m. Punctele de probare sînt răspîndite în întreaga secțiune a zăcămîntului, iar pe verticală interesează o diferență de nivel de 350 m.

Cu datele obținute este deci posibil să apreciem variațiile de conținut în întreg zăcămîntul.

Rezultatele analitice se găsesc în tabelul nr. 1. Deși numărul dozărilor nu este mare, curbele de frecvență reflectă destul de bine modul de distribuție a fiecărui element.

Astfel, Bi arată (fig. 1) un maxim de frecvență bine acuzat la conținuturi foarte mici, de 30 p.l.m., un al doilea maxim mai redus la 250 p.l.m., și o dezvoltare foarte largă spre valori mai ridicate, pînă la 8 000 p.l.m. Frecvența conținuturilor mai ridicate este de două ori mai mare decît a celor scăzute. Valorile ridicate și variabile între 500 și 8 000 p.l.m. se detașează astfel pe un fond de conținut redus.

Conținuturile în Sb variază în limite restrînse, majoritatea fiind cuprinse între 50 și 250 p.l.m. ; aceste galene se separă net de galenele cu conținuturi extrem de reduse, curba de frecvență arătînd o pantă lină spre stînga (fig. 2).

În contrast cu alura curbelor de frecventă a Bi și Sb, curba conținuturilor cumulate de Bi și Sb (fig. 3) are o formă foarte regulată, cu un singur maxim bine individualizat, de 250 p.l.m., în domeniul conținuturilor scăzute. Aceasta sugerează o corelare negativă între cele două elemente, pusă în evidență de diagrama Sb-Bi (fig. 4), în care punctele

[2] Mulțumim cu acest prilej tuturor tovarășilor din Ministerul Minelor și de la exploatarea Ruschița care au înlesnit lucrul pe teren.

Tabelul nr. 1

Elemente minore în galena din zăcămîntul Ruschița. Conținutul în p.l.m.

Nr. probei	Localizare	Bi	Sb	Te	Ag
1	volbura 1, oriz. 702	275	56	195	220
7	volbura 1, oriz. 614	240	132	197	400
8	volbura 1, oriz. 614	15	205	207	300
42	volbura 1, oriz. 614	47	154	138	207
43	volbura 1, oriz. 614	1 545	64	164	988
4	volbura 2, oriz. 702	8	240	134	405
9	volbura 2, oriz. 614	900	85	183	525
10	volbura 2, oriz. 614	30	185	145	220
16	volbura 2, oriz. 614	454	94	230	450
31	volbura 2, oriz. 614	30	195	160	280
38	volbura 2, oriz. 614	225	134	132	230
40	volbura 2, oriz. 614	11	163	140	178
41	volbura 2, oriz. 614	ndt.	224	152	180
5	volbura 3, oriz. 702	208	150	150	180
6	volbura 3, oriz. 702	82	215	160	300
11	volbura 3, oriz. 614	250	230	149	340
12	volbura 3, oriz. 614	145	174	155	390
14	volbura 3, oriz. 614	30	230	162	320
15	volbura 3, oriz. 614	4 074	ndt.	233	2 440
32	volbura 3	3 190	ndt.	194	2 120
33	volbura 3, oriz. 614	30	190	147	590
34	volbura 3, oriz. 614	5 300	ndt.	230	2 350
35	volbura 3, oriz. 614	ndt.	235	147	258
36	volbura 3, oriz. 614	30	233	148	264
37	volbura 3, oriz. 614	292	141	217	310
3	volbura 4 (de contact)	5 900	39	226	1 270
30	Wilhelm	1 150	ndt.	212	1 360
30 bis	Wilhelm	544	132	182	900
	sonda 3, oriz. 574	845	103	164	724
	sonda 3, oriz. 149	440	163	150	
	sonda 3, oriz. 150	1 165	120	170	460
	sonda 3, oriz. 159	7 850	26	305	1 915
	sonda 3, oriz. 166	5 020	12	205	1 730
	sonda 3, oriz. 193	6 700	ndt.		2 995
	Lentila din vecinătatea sondei 3, oriz. 574	1 040	182		1 770
		40	110		490

se înscriu de-a lungul unei hiperbole, demonstrînd o proporționalitate inversă a conținuturilor.

Galenele bogate în Bi sînt practic lipsite de Sb, ceea ce s-ar putea datora fie imposibilității galenei de a reține Sb din soluții bogate în Bi, fie sărăciei în Sb a soluțiilor bismutifere.

Conținuturile în Te sînt totdeauna apreciabile, în limite de variație foarte restrînse, cu maximum de frecvență bine conturat între 150 și 250 p.l.m. (fig. 5). Se observă o corelare negativă între Sb și Te, dar de data aceasta de formă liniară (fig. 6). Pentru a pune în valoare acest raport, s-a construit curba de frecvență pentru Sb + Te (fig. 7), care are o formă regulată.

Curba de distribuție a Ag (fig. 8) arată oarecare similitudine cu cea a Bi, prezentînd un maxim net pentru 250 p.l.m. și o serie de valori singulare pînă la 8 000 p.l.m. Numărul de probe singulare este aproxi-

mativ o treime din numărul total de probe. Între Bi și Ag se manifestă o evidentă corelație pozitivă, ca și între Ag și Bi + Sb + Te.

Diagrama respectivă arată o tendință de variație liniară (fig. 9). Pentru multe probe, raportul atomic este unitar, în special pentru conținuturile ridicate.

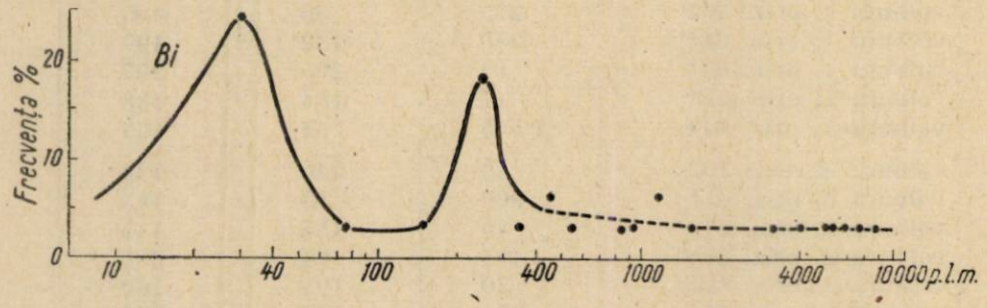


Fig. 1. — Frecvența conținutului de Bi în galenă.

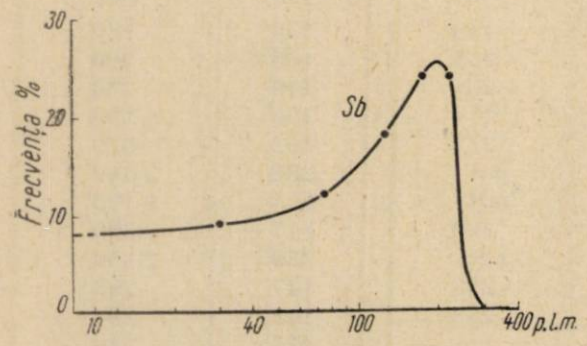


Fig. 2. — Frecvența conținutului de Sb în galenă.

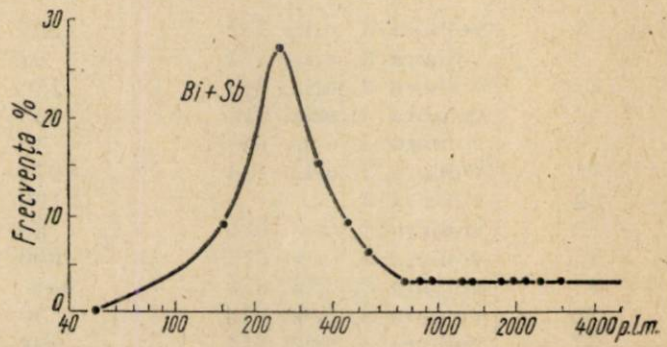


Fig. 3. — Frecvența conținutului de Bi cu Sb în galenă.

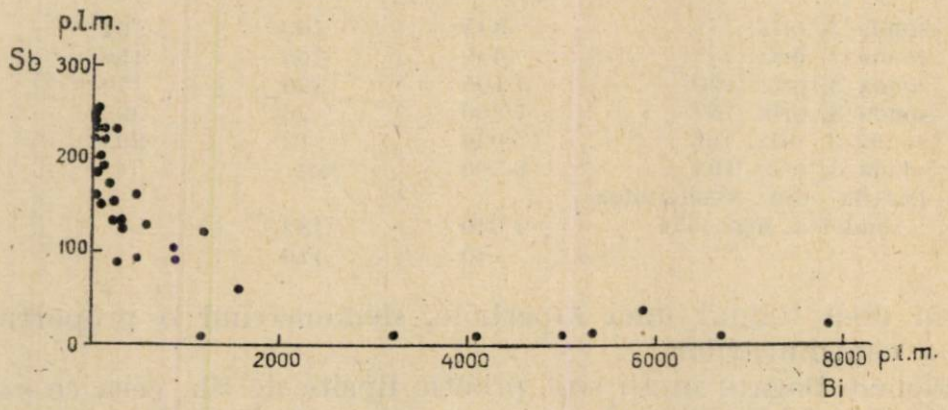


Fig. 4. — Corelația conținutului de Bi și Sb în galenă.

Ținînd seama că în aceste din urmă cazuri Sb este practic absent, datele noastre sugerează că valorile ridicate în Bi și Ag sînt datorate, în primul rînd, prezenței compusului $AgBiS_2$, în care Te substituie practic Bi $\left(\text{în p.l.m. } \frac{Bi + Sb + Te}{Ag} \sim 2\right)$. Prin studiul microscopic al acestor probe nu a fost posibil să se pună în evidență prezența unor incluziuni de schapbachit, dar raporturile chimice sugerează că în probele bogate în Ag

și Bi schapbachitul este un constituent submicroscopic important. Raportul atomic Ag/Bi + Te poate fi subunitar; în aceste cazuri (cu aproximație

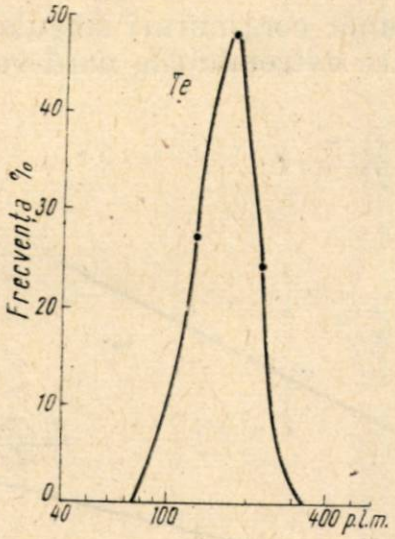


Fig. 5. — Frecvența conținutului de Te în galenă.

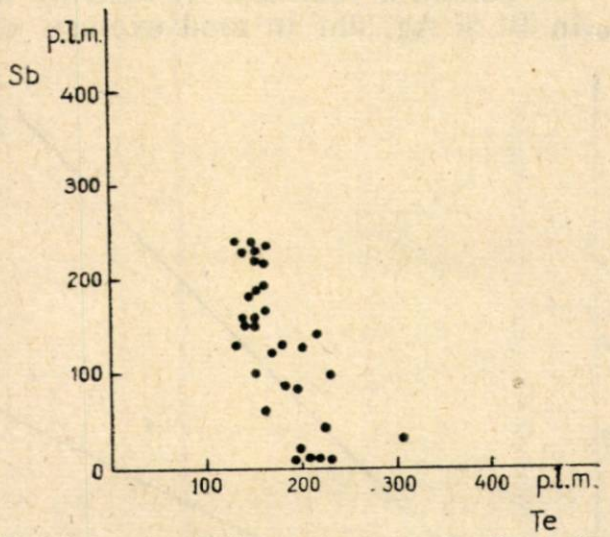


Fig. 6. — Corelația conținutului de Te și Sb în galenă.

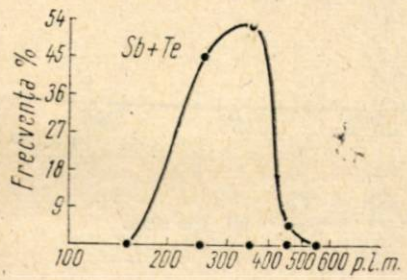


Fig. 7. — Frecvența conținutului de Sb și Te în galenă.

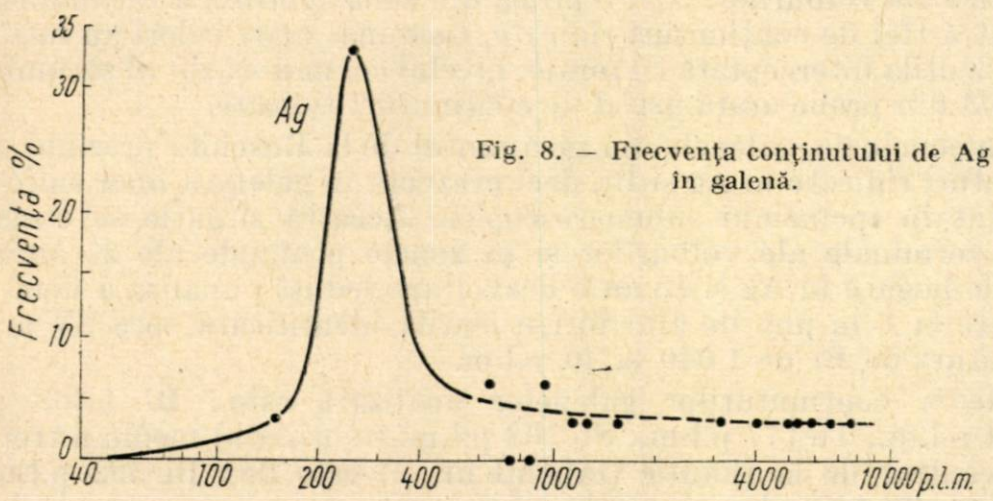


Fig. 8. — Frecvența conținutului de Ag în galenă.

în p.l.m. $\frac{Bi + Sb + Te}{Ag} > 2$) este probabilă prezența unei sulfo-bismuturi de plumb: cosalit, galeno-bismutină sau rezbanit, minerale răspîndite în unele zăcăminte ale provinciei banatitice (2).

În cazul raportului atomic supraunitar este posibilă și prezența argentitului în cristale submicroscopice.

Datele obținute ne permit cîteva considerații asupra distribuției acestor elemente în zăcămînt (fig. 10).

Se constată tendința de apariție a unor conținuturi singulare ridicate în Bi și Ag, dar în mod exclusiv către extremitățile nord-vestice și

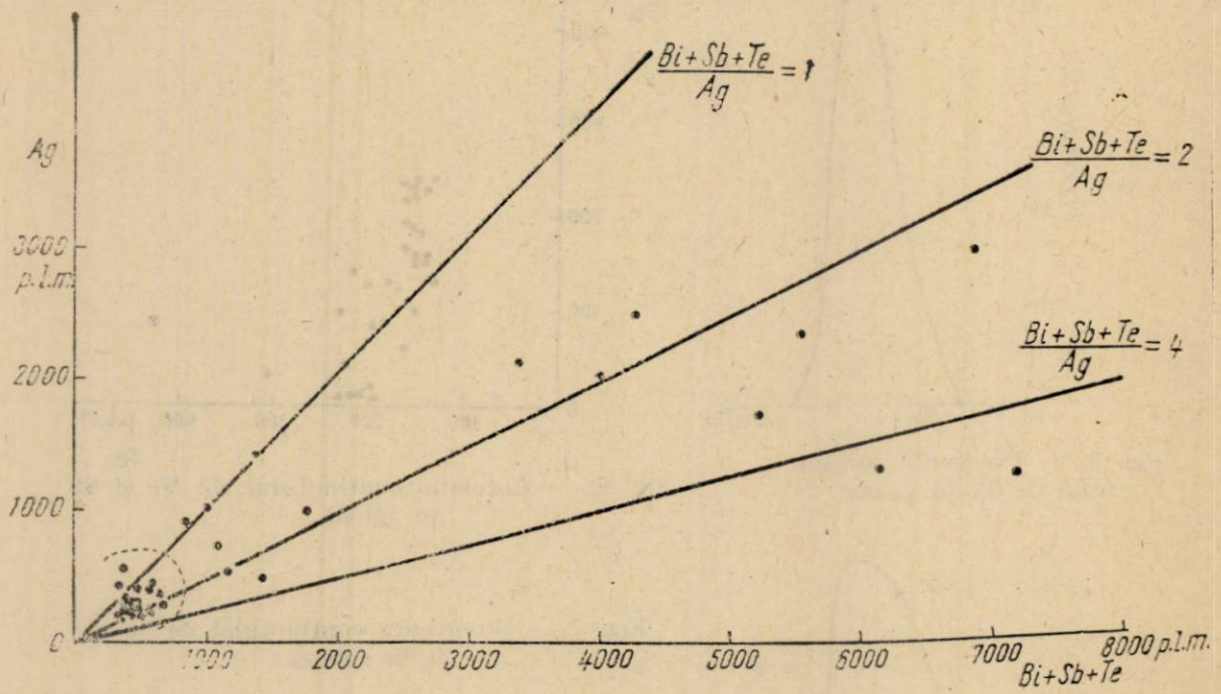


Fig. 9. — Variația raportului $\frac{Bi + Sb + Te}{Ag}$ în galenă.

sud-estice ale volburilor. Nici o probă din zona centrală a zăcămîntului nu a arătat astfel de conținuturi ridicate. Cele mai mari valori au fost observate în lentila interceptată cu foraje, nivelul cel mai scăzut al zăcămîntului, unde 2/3 din probe arată astfel de conținuturi ridicate.

În concluzie, galenele din zăcămîntul de la Ruschița prezintă deseori conținuturi ridicate în Ag și Bi, deci prezența în galene a unor sulfo-săruri de argint în incluziuni submicroscopice. Această situație se observă în părțile terminale ale volburilor și în zonele profunde ale zăcămîntului. Galenele bogate în Ag și Bi au o dezvoltare redusă ; analiza a două probe prelevate la 1 m una de alta într-o lentilă identificată spre SV a arătat conținuturi de Bi de 1 040 și 40 p.l.m.

Media conținuturilor galenelor analizate este : Bi 1 308 p.l.m., Ag. 804 p.l.m., Te 177 p.l.m., Sb 103 p.l.m. Conținutul mediu a trei probe de concentrat de la flotație (tabelul nr. 2) este de : Bi 592 p.l.m., Ag 683 p.l.m., Te 148 p.l.m. și Sb 86 p.l.m.

Aceste date arată o concordanță satisfăcătoare cu media din probele analizate pentru Ag, Te și Sb. Diferența pentru Bi este datorată atît ponderii cu care intervin în media pe zăcămînt probele din lentilele de profunzime bogate în Bi, cît și importanței actuale în exploatare a zăcămîntului Wilhelm, care nu intervine în media generală decît cu o singură

probă. Putem trage concluzia că media valorilor obținute din toate probele poate reprezenta satisfăcător conținutul mediu informativ al galenei din zăcămînt.

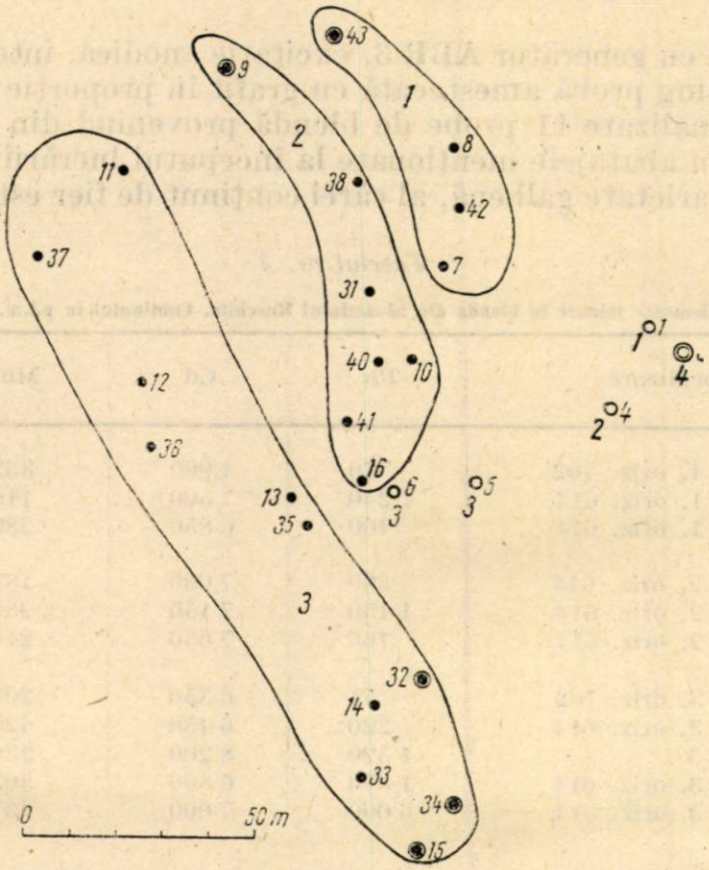


Fig. 10. — Distribuția probelor analizate din zăcămîntul de la Ruschița.

Tabelul nr. 2

Elemente minore în concentratele de plumb de la flotație. Conținutul în p.l.m.

Nr. probei	Bi	Sb	Te	Ag
1	490	152	143	621
2	620	ndt.	155	769
3	667	80	148	661

ELEMENTE MINORE DIN BLENDĂ

În cristalele de blendă au fost dozate : Cd, Mn, Co și Pb ; In și Ag nu au fost detectate, limitele de sensibilitate fiind de 20, respectiv 3 p.l.m. Pentru determinare s-au folosit liniile : Cd 3 261 Å, Mn 2 575 Å, Co 3 453 Å, Pb 2 833 Å, Zn 3 018 Å și 3 028 Å.

Pentru determinarea Mn, Co și Cd s-au folosit etaloane semisintetice pe o bază de blendă de la Bucium — Izbita, din care lipsesc elementele respective. Pentru determinarea Cd s-au folosit șapte etaloane de blendă naturală, cu un conținut de Cd între 2 000 și 8 000 p.l.m., determinat polarografic.

S-a lucrat cu generator ABR 3, excitație anodică, intensitate de 8 A, folosindu-se 20 mg probă amestecată cu grafit în proporție de 1 :1.

Au fost analizate 11 probe de blendă provenind din cele patru volburi colectate în abatajele menționate la începutul lucrării (tabelul nr. 3). Blenda este o varietate galbenă, al cărei conținut de fier este în jur de 1 %.

Tabelul nr. 3

Elemente minore în blenda din zăcământul Ruschița. Conținutul în p.l.m.

Nr. probei	Localizare	Pb	Cd	Mn	Co
1	volbura 1, oriz. 702	70	4 900	332	590
8	volbura 1, oriz. 614	1 240	7 500	110	590
42	volbura 1, oriz. 614	400	6 850	289	595
10	volbura 2, oriz. 614	890	7 050	182	625
40	volbura 2, oriz. 614	1 150	7 150	289	645
41	volbura 2, oriz. 614	166	7 050	219	575
6	volbura 3, oriz. 702	71	6 350	209	590
14	volbura 3, oriz. 614	220	6 450	420	590
39	volbura 3	1 320	8 200	239	635
36a	volbura 3, oriz. 614	1 870	6 800	302	514
37	volbura 3, oriz. 614	6 000	7 000	437	580

Conținutul de plumb provine din incluziuni de galenă care nu au putut fi separate; el variază între 160 și 1 870 p.l.m., și excepțional atinge 10 000 p.l.m., fără ca această valoare ridicată să poată fi corelată cu conținuturile de Cd, Mn și Co, caracteristice blendei.

Curbele de frecvență ale acestor din urmă elemente au forme în clopot (fig. 11); maximele de frecvență se situează la 7 000 p.l.m. pentru

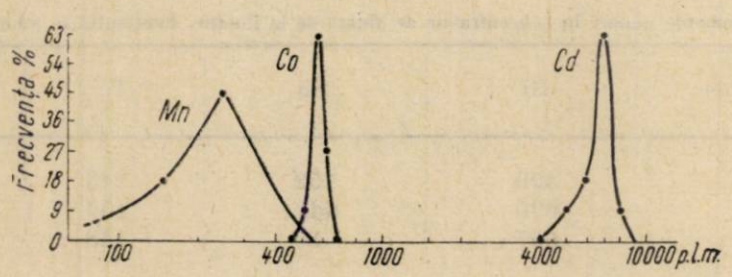


Fig. 11. — Frecvența conținuturilor de Mn, Co și Cd în blenda de la Ruschița.

Cd, la 250 p.l.m. pentru Mn și la 575 p.l.m. pentru Co. Merită relevat acest din urmă conținut neașteptat de ridicat. M. Fleischer (1) menționează abundența cobaltului în unele blende formate la temperaturi ridicate.

Blenda de la Ruschița este slab feriferă și se caracterizează prin absența indiului și prin abundența cobaltului; conținutul în Co este remarcabil de constant, de 0,06%.

Caracterele geochimice ale galenei și blendei de la Ruschița, formate în condiții de contact, arată că regimul termic nu s-a modificat sensibil în cursul formării zăcămîntului. Acesta cuprinde atît granați calcici pirometasomatici, cît și asociații de temperatură ceva mai scăzută.

Constanța conținutului ridicat în telur al galenei (4), ca și al cobaltului în blendă (1), pledează pentru condiții hidrotermale cu temperatură ridicată.

Repartizarea elementelor în zăcămînt permite să sesizăm o ușoară diferență între zonele periferice și cele centrale ale volburilor. În sulfuri se remarcă prezența în conținuturi apreciabile a Bi, Ag, Te și Co, elemente care au un rol deosebit în caracterizarea geochimică a provinciei banatitice. În numeroase zăcăminte, la contactul banatitelor sînt semnalați compuși de Bi, Te și Ag, iar unele pirite și arsenopirite arată conținuturi ridicate de cobalt.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DU GISEMENT DE SULFURES POLYMÉTALLIQUES DE RUSCHIȚA (POIANA RUSCĂI)

RÉSUMÉ

Le gisement de Ruschița est constitué de plusieurs stocks localisés dans des calcaires cristallins et des skarns, au contact des granodiorites laramiens. On a dosé par voie spectrale les oligoéléments dans les galènes (Bi, Sb, Te, Ag) et dans les blendes (Mn, Co, Cd) de ce gisement, prélevés dans plusieurs stocks.

Les courbes de fréquences mettent en relief la distribution variée de ces élements et d'autres diagrammes mettent en évidence des corrélations bien définies.

Le contenu en Bi et Ag a tendance à prendre des valeurs élevées soit aux extrémités des stocks, soit en profondeur. Cette situation dérange l'allure des courbes de distribution et suggère l'existence d'inclusions sous-microscopiques de sulfosels d'argent. Par contre, les contenus en tellure et en Sb + Te suivent une distribution lognormale. Le contenu en Mn, Co et Cd dans les blendes possède une distribution lognormale. Il est à remarquer le contenu élevé du Co (0,06%), dans les blendes ainsi que du Te dans les galènes, caractérisant une température élevée de formation.

BIBLIOGRAFIE

1. Fleischer M., *Minor elements in some sulfide minerals*, Ec. Geol. Fiftieth Aniv., 1955, II.
2. Giușcă D., *Note préliminaire sur la minéralisation des gisements de contact de Băița Bihorului*, Mem. Secț. științ. Acad. Rom., seria a II-a, 16, 1938, XCI.

3. KRAÜTNER H., *Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscăi*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
4. OFTEDAHL I., *On the occurrence of Te in Norwegian galenas*, Norsk. Geologisk. Tidsskrift., 1959, **39**, *1*, 75.
5. PAVELESCU L., MEIER O., KRAÜTNER H., MUREȘAN M. și KRAÜTNER FLORENTINA, *Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscăi)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, I.

Academia Republicii Socialiste România

Primit în redacție la 13 iulie 1967.

OBSERVAȚII ASUPRA SKARNELOR DE LA BĂIȚA BIHORULUI

DE

G. CIOFLICA și Ș. VLAD

55 (05)

Dezvoltarea mineritului, mai ales în secolele XIX și XX, a stimulat cercetările geologice în regiunea Băița Bihorului, concretizate în lucrări de sinteză [1] (1), (11), (14) și studii mineralogice de detaliu privitoare la skarnele și la mineralizațiile asociate lor [2] (2), (5), (6), (9), (12), (17), (19). Interesul deosebit pentru cunoașterea paragenezelor pirometasomatice și hidrotermale este reliefat de numărul impresionant de minerale identificate (circa 100), dintre care szaybelyitul a fost menționat pentru prima dată în lume (11) la Băița Bihorului; determinarea kotoitului, ca un mineral nou (20), s-a făcut pe eșantioane provenite de la Băița Bihorului și din Peninsula Coreea.

Studiile efectuate asupra formațiunilor din aureola de contact a intruziunilor banatitice ne-au oferit numeroase date referitoare la structura și la paragenezele corpurilor de skarne, precum și la faciesurile metamorfismului hidrotermal din Dealul Blidar și din cursul superior al Crișului Negru. Aceste elemente le vom prezenta în cele ce urmează.

★

În cursul superior al Crișului Negru sînt bine reprezentate depozitele permiene și mezozoice aparținînd autohtonului de Bihor, pînzei de Codru și pînzei de Arieșeni; autohtonul de Bihor este acoperit de pînza de Codru, care, la rîndul său, suportă direct pînza de Arieșeni [3].

---

[1] M. Bleahu și colab., *Raport geologic asupra cartărilor din Munții Bihor și Codru*, Arh. Inst. geol., 1958 și *Raport de activitate asupra lucrărilor de cartare în Munții Bihor (Băița Bihor și Ferice)*, Arh. Inst. geol., 1959.

[2] N. Gherasi, *Raport geologic preliminar asupra regiunii Băița Bihorului*, Arh. Inst. geol., 1951; Th. Kräutner, *Raport asupra situației zăcămintelor de minereuri din regiunea Băița Bihorului și Hălmagiu*, Arh. Inst. geol., 1941; G. Cioflica și Ș. Vlad, *Studiul mineralizațiilor de la Băița Bihorului*, Arh. Inst. geol. geogr., 1965 și 1966.

[3] M. Bleahu și colab., *op. cit.*

Autohtonul este constituit din calcare neocomiene bine dezvoltate la Piatra Muncelului și la sud de Muntele Țapu. Pînza de Codru cuprinde dolomite carniene (valea Crișului Negru, valea Corlatului, Hoanca Moțului), calcare noriene (valea Crișului Negru), ortocuarțite, gresii și argilite rhetice, precum și calcare în plăci asociate cu argilite liasice [4] (valea Crișului Negru, pîrîul Moriștii); acestei unități i-au fost atribuite și stratele de Coșuri, considerate de vîrstă jurasic-inferioară. La alcătuirea pînzei de Arieșeni participă argilite, siltite, gresii feldspatice, tufite, microconglomerate și riolite, care au o largă dezvoltare la sud de confluența Crișului Negru cu pîrîul Moriștii [5].

În depozitele acestor unități tectonice se găsește un complex de filoane de lamprofire și andezite, orientate în gener al N—S și NV—SE. Centrul de emisie al acestora se află în adîncime, unde apare un pluton laramic, care a generat o importantă aureolă de metamorfism termic și metasomatic; granodioritele interceptate de forajul amplasat în valea Crișului Negru, puțin în amonte de confluența cu valea Calului, ca și ivirile de banatite din Valea Seacă, reprezintă probabil apofize ale corpului plutonic.

Efectele metamorfismului termic și metasomatic au o intensitate mai mare în lungul văii Crișului Negru, de la confluența sa cu Valea Mare pînă la Hoanca Moțului, constituind o zonă orientată aproximativ NE—SV. Ele se resimt în depozitele permo-mezozoice și în filoanele de lamprofire banatitice.

Modificările metamorfismului termic al depozitelor permo-mezozoice realizate la temperaturi relativ scăzute se rezumă la recristalizarea parțială a rocilor calcaroase și la apariția șisturilor pătate; argilitele violacee permiene din pînza de Arieșeni, la care se recunosc amprentele unui slab metamorfism dinamic, intrînd în aureola de contact termic, devin treptat mai compacte, pierzînd stratificația, și îmbracă o nuanță cenușie sau chiar neagră. Schimbările metamorfice realizate la temperaturi ridicate sînt trădate de neoformațiunile de biotit și andaluzit, ca și de recristalizarea completă a rocilor calcaroase. În acest fel, argilitele, siltitele și gresiile permiene (din pînza de Arieșeni) și jurasic-inferioare (din pînza de Codru) sînt transformate în corneene cu biotit, în corneene cu biotit și andaluzit și în corneene cuarțitice; calcarele noriene au dat marmuri cu structuri granoblastice evidente.

Pentru lamprofirele banatitice din Dealul Blidarului, care au suferit modificări sub acțiunea metamorfismului termic, sînt caracteristice corneenele cu hornblendă și biotit.

Metamorfismul metasomatic a produs variate parageneze pirometasomatice și hidrotermale, ca urmare a circulației soluțiilor prin sistemele de fisuri și canale submicroscopice din masa rocilor permo-mezozoice și banatitice. În aceste parageneze vedem concretizarea unor fenomene de mare amploare, care s-au manifestat mai ales în interiorul aureolei de contact termic, extinzîndu-se numai în parte și în afara acesteia.

---

[4] Identificarea depozitelor rhetice și liasice în lucrările miniere și corelarea lor cu depozitele de pe versantul stîng al văii Moriștii au fost efectuate prin cercetările noastre de detaliu (G. Cioflica și Ș. Vlad, 1966).

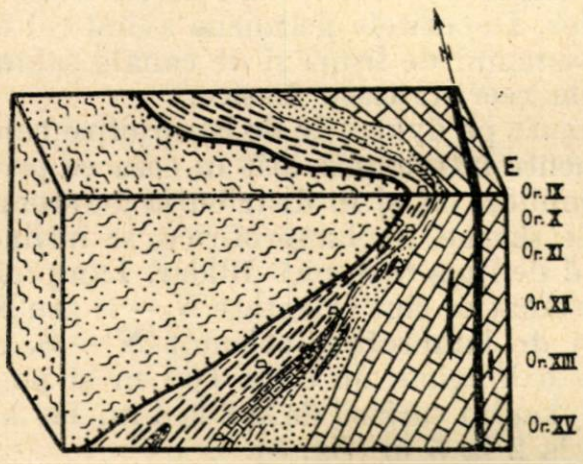
[5] M. Bleahu și colab., *op. cit.*

Masa principală de skarne, cărora le sînt asociate mineralizațiile de molibden și bismut, apare în depozitele triasice și jurasice ale pînzei de Codru și în unele dykeuri banatitice. Depozitele din pînza de Arieșeni au fost afectate în special de metamorfismul hidrotermal, imprimîndu-li-se acestora aspecte particulare, și într-o măsură mai redusă de pirometasomatoză, care a produs skarne cu grosular și skarne cu diopsid ; aceste skarne se întîlnesc sub formă de plaje pe valea Crișului Negru, între confluența sa cu valea Calului și cu pîrîul Moriștii.

Skarnele formate pe depozitele din pînza de Codru apar în lungul contactului Blidar, unde sînt acoperite tectonic de pînza de Arieșeni (fig. 1). Ele alcătuiesc benzi discontinue în masa marmurilor, provenite în urma recristalizării calcarelor noriene, și în masa de corneene și calcare recristalizate din depozitele liasice ; uneori, astfel de benzi de dimensiuni mai reduse se întîlnesc în corneenele rhetice.

Skarnele din marmurile noriene sînt deschise de eroziune și în Dealul Blidarului, iar cele din formațiunile liasice afloreză în valea Crișului Negru și pe versantul stîng al pîrîului Moriștii. Ambele tipuri de skarne au o extindere relativ mare în adîncime, sub pînza de Arieșeni, unde au fost urmărite prin lucrări miniere pe o înălțime de circa 200 m sub nivelul actual al Crișului Negru.

Skarnele din formațiunile liasice alcătuiesc benzi cu lungimi care depășesc 400 m, urmărind îndeaproape orientarea liniei tectonice Blidar



Pînza de Arieșeni: corneene (permian)
Pînza de Codru: skarne formate pe depozite liasice; elemente relicte de calcare liasice; corneene și skarne formate pe depozitele rhetice; marmuri noriene; lamprofire banatitice în parte transformate în corneene și skarne

Fig. 1. — Dispunerea skarnelor formate pe depozitele din pînza de Codru în lungul contactului Blidar.

(N50—60V/50°SV). Particularitățile structurale și mineralogice au permis conturarea a trei zone principale în masa skarnelor :

a) Zona internă, limitrofă contactului Blidar, este constituită preponderent din skarne diopsidice, microgranoblastice, verzui, adesea con-

crescute cu wollastonit ; în masa acestora apar plaje de skarne cu grosular, caracterizate prin structuri granoblastice şi numeroase elemente relicte de corneene. Lăţimea zonei interne variază de la 5 la 15 m (fig. 2).

b) Zona intermediară, cu aspect rubanat, cuprinde o alternanţă de benzi de grosularite şi wollastonitite sau chiar concreşteri de grosular şi wollastonit cu aspect lenticular. În masa wollastonititului apar uneori porfiroblaste de grosular, andradit şi chiar de salit. Cu totul sporadic, grosularitelor li se asociază vezuvian. Lăţimea zonei intermediare este de 20—30 m. În aceste skarne se găsesc mineralizaţii de molibden şi bismut.

c) Zona externă, în care se observă un fond de skarne diopsidice, microgranoblastice, verzui, pe care se dezvoltă plaje de grosularite şi subordonat concreşteri de grosular cu wollastonit. Se remarcă de asemenea elemente relicte de calcare recristalizate şi de corneene. Lăţimea zonei externe este de 15—25 m.

Skarnele din zona externă stau direct pe corneenele cuarţitice şi corneenele cu neoformaţiuni de andaluzit şi biotit din complexul rhetian, sub care se găsesc calcarele recristalizate noriene ; în masa corneenelor din complexul rhetian, apar sporadic plaje mici de skarne diopsidice şi skarne cu grosular.

Distribuţia în spaţiu a paragenezelor din masa skarnelor pune bine în evidenţă modificarea selectivă a rocilor din complexul liasic în raport cu natura lor petrografică. De asemenea indică poziţia asimetrică a masei de skarne faţă de contactul Blidar, care a constituit principalul canal de circulaţie a fluidelor. Depozitele permiene avînd rol de ecran, fluidele au fost dirijate prin sistemul de fisuri şi de canale submicroscopice din corneenele şi calcarele recristalizate liasice.

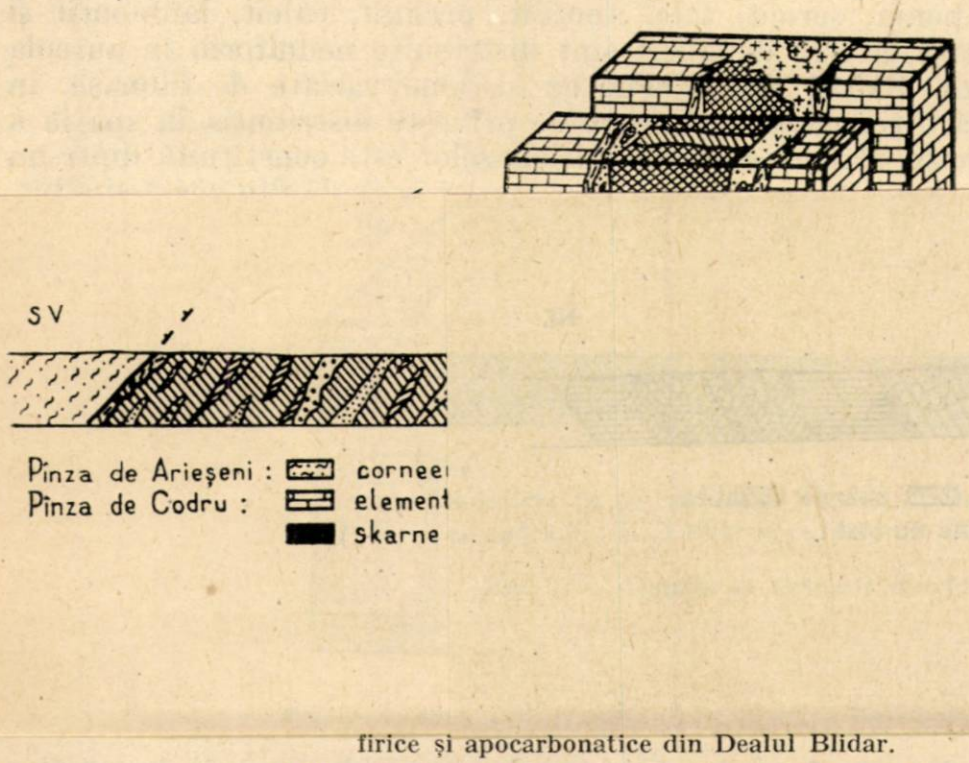
Skarnele formate pe dykeurile de lamprofire banatitice din calcarele noriene oferă elemente interesante atît în ceea ce priveşte modul de asociere a neoformaţiunilor, cît şi în distribuţia acestora în spaţiu, oarecum simetrică. Astfel de skarne, apolamprofirice, se întîlnesc în Dealul Blidarului, puţin la nord de linia tectonică Blidar. Lamprofirele care au suferit transformări metasomatice sînt orientate N — S sau NV — SE. Unul dintre aceste dykeuri de lamprofire, orientat N — S, a fost urmărit prin lucrări miniere pe o lungime de circa 600 m şi pe o înălţime de circa 250 m ; grosimea dykeului variază de la 2 la 4 m, iar a aureolei cu skarne apocarbonatice de la 2 la 5 m (fig. 3).

Modificările metamorfice din masa lamprofirelor se manifestă iniţial prin recristalizări, conducînd la apariţia corneenelor cu hornblendă şi biotit. Ele se continuă cu substituţii metasomatice cînd apar skarne diopsidice, cu aspect compact, microgranoblastic şi de nuanţă verzuie. Pe fondul de corneene şi skarne diopsidice se dezvoltă plaje mari de vezuvianite şi benzi de grosularite, orientate perpendicular pe direcţia dykeului ; atît vezuviantele, cît şi grosularitele formează agregate granoblastice. În skarnele apolamprofirice se găsesc impregnaţii, cuiburi şi reţele de filonaşe de molibdenit.

Skarnele apocarbonatice din aureola de metamorfism a dykeurilor sînt constituite preponderent din wollastonitite, cărora li se asociază granatite (grosular, andradit) şi skarne cu wollastonit şi salit. În skarnele apocarbonatice se află concentraţii de bismut, care formează cuiburi şi corpuri neregulate.

În acest caz, skarnele apolamprofirice și apocarbonatice au o poziție simetrică în raport cu zona de contact, care a favorizat infiltrarea fluidelor și apoi difuzarea laterală în masa rocilor.

Metasomatoza hidrotermală, însoțită de depuneri în variate sisteme de fisuri, a contribuit la extinderea aureolei de metamorfism, ca urmare a circulației și difuzării soluțiilor prin masa rocilor la distanțe mult mai mari decît în etapa precedentă. Aceste modificări, de amploare și intensitate



firice și apocarbonatice din Dealul Blidar.

1, Marmuri noriene; *2*, lamprofire banatitice; *3*, corneene cu hornblendă ± biotit; *4*, skarne diopsidice cu mineralizații de molibden; *5*, vezuvianite cu mineralizații de molibden; *6*, grosularite cu mineralizații de molibden; *7*, granatite (*a*, grosular; *b*, andradit); *8 a*, wollastonitite cu mineralizații de bismut; *8 b*, skarne cu wollastonit și salit; *9*, depuneri de sericit și clorit cu impregnații de pirită și calcopirită; *10*, depuneri de clorit, cuarț, uneori epidot și impregnații de sulfuri metalice; *11*, depuneri de calcit; *4*, *5* și *6*, skarne apolamprofirice; *7* și *8*, skarne apocarbonatice.

mare, au condus la apariția unor parageneze complexe, în special în masa skarnelor, a corneenelor și a rocilor eruptive (lamprofire și andezite banatitice, riolite permiene).

Au fost identificate următoarele faciesuri ale metamorfismului hidrotermal banatitic :

a) Faciesul cu turmalină (turmalină + muscovit + cuarț); neoformațiunile de turmalină formează agregate radiare, cu dimensiuni relativ reduse, în riolitele permiene, în lamprofirele banatitice și în masa corneenelor din apropierea contactului Blidar.

b) Faciesul cu albit-epidot se dezvoltă pe dykeurile de andezite banatitice; cuplul albit-epidot este frecvent și în masa corneenelor provenite mai ales din gresii feldspatice.

c) Faciesul cu sericit și clorit apare în dykeurile banatitice și în riolitele permiene; o largă extindere au neoformațiunile de sericit și clorit (amesit) în corneenele formate în special pe seama argilitelor.

d) Faciesul cu carbonaţi se întîlneşte în masa dykeurilor banatitice, dar dezvoltarea cea mai largă o are în corpurile de skarne unde calcitul substituie preferenţial wollastonitul.

e) Faciesul cu zeoliţi (laumontit, stilbit), care are cea mai largă răspîndire, reprezintă ultimele produse ale proceselor metasomatice.

Depunerile care urmăresc planele de discontinuitate (variate sisteme de fisuri, stratificaţia) sînt reprezentate prin actinot, epidot, cuarţ, fluorină, scapolit, penin, sericit, talc, apofilit, prehnit, calcit, laumontit şi stilbit. În general, aceste depuneri sînt distribuite neuniform în aureola de metamorfism. Există totuşi zone cu sisteme variate de filonaşe, în care se remarcă o regularitate în ceea ce priveşte distribuţia în spaţiu a acestor parageneze. Partea centrală a filonaşelor este constituită dintr-un agregat de cuarţ, epidot şi actinot, iar partea marginală din cuarţ şi albit, iar subordonat din epidot; uneori, în centrul filonaşelor apar goluri tapisate cu cuarţ şi oligist. Există frecvente filonaşe care conţin numai zeoliţi sau numai calcit.

Principalele concentraţii metalifere sînt localizate în masa skarnelor din lungul contactului Blidar şi al lamprofirelor banatitice, unde formează corpuri neregulate, cuiburi şi impregnaţii. Ele sînt reprezentate prin molibdenit, bismutină, tetradimit, emplectit, cozalit, wittichenit, galenobismutină, bismut nativ, scheelit, pirită, calcopirită, blendă, tetraedrit, altait, aur, galenă şi oligist. În afară de concentraţiile de molibden şi bismut, se mai întîlnesc lentile şi cuiburi cu mineralizaţii preponderent cuprifere, alcătuite din calcopirită cu dezamestecuri de cubanit, tetraedrit, bornit, wittichenit şi pirotină; în masa acestor corpuri lenticulare apare şi magnetit.

★

Din examinarea skarnelor şi a produselor hidrotermale banatitice rezultă următoarele:

1. Desfăşurarea proceselor de metamorfism metasomatic s-a realizat în patru faze principale:

a) faza timpurie, în care s-au format skarnele diopsidice, verzui şi cu structuri microgranoblastice;

b) faza principală, care a generat skarnele cu wollastonit, grosular, andradit, vezuvian şi salit, cu structuri granoblastice şi cu frecvente texturi rubanate;

c) faza subsecventă, care a produs metasomatitele hidrotermale; acestei secvenţe îi aparţin de asemenea concentraţiile metalifere şi depunerile de minerale nemetalice din sistemele variate de fisuri;

d) faza tardivă, cînd s-au depus carbonaţii şi zeoliţii.

2) Fluidele, care au determinat metamorfismul metasomatic, au avut iniţial un caracter predominant magnezian, ulterior remarcîndu-se o creştere sensibilă a conţinutului în calciu şi chiar aluminiu şi fier. În faza subsecventă şi în faza tardivă este caracteristic aportul de calciu şi sodiu; metasomatoza sodică (neoformaţiunile de albit) imprimă de fapt o notă particulară metamorfismului hidrotermal banatitic şi-l face să contrasteze cu metamorfismul hidrotermal al vulcanitelor neogene, unde metasomatoza potasică (neoformaţiunile de adular) este bine reprezentată.

3. Corpurile de skarne, care au o dezvoltare simetrică sau chiar asimetrică în raport cu poziția canalului principal de circulație a fluidelor, se caracterizează printr-o zonalitate, determinată în mare parte de natura rocilor ; este o zonalitate de ordinul II, după V. I. S m i r n o v (18).

4. Metalogeneza s-a manifestat în faza subsecventă, cînd apare un sistem nou de fisuri ce traversează masa skarnelor.

ÜBER DIE SKARNE VON BĂIȚA BIHORULUI

ZUSAMMENFASSUNG

Der durch Bohrungen im Crișul Negru-Tal erforschte laramische Plutonit ergab eine bedeutende Aureole thermischer und metasomatischer Metamorphose, sowohl in den perm-mesozoischen Ablagerungen der Codru- und der Arieșeni-Decke, als auch in den Lamprophyr- und Andesitgängen im Rahmen dieser tektonischen Einheiten.

Die thermischen Änderungen der perm- und mesozoischen Ablagerungen beschränken sich auf die Umkristallisation der Kalksteine und auf das Auftreten der Knotenschiefer, des Biotit-Andalusit-Hornfelses, des Biotit-Hornfelses und des Quarz-Hornfelses in der Schieferton-, Siltit- und Sandsteinmasse. Hornblende und Biotit-Hornfels ist für die Lamprophyre kennzeichnend.

Die metasomatische Metamorphose erzeugte verschiedene pyro- und hydrometasomatische Paragenesen, sowohl in der Masse der perm- und mesozoischen Ablagerungen, als auch der laramischen Eruptivgänge.

Die Hauptmasse der mit Molybdän- und Wismutvererzungen verbundenen Skarne, tritt in den Trias- und Liasablagerungen der Codru-Decke und in einigen laramischen Eruptivgängen auf. Die Ablagerungen in der Arieșeni-Decke wurden insbesondere von der hydrothermalen Metamorphose angegriffen.

In der Skarnmasse der Liasformationen wurden drei Hauptzonen umrissen und sowohl mineralogisch als auch strukturell unterschieden. Die räumliche Verteilung der Paragenesen hebt die selektive Änderung der Gesteine im Vergleich zu ihrer petrographischen Natur hervor und gleichzeitig auch die asymmetrische Lage der linsenförmigen Skarnkörper, dem Hauptzirkulationskanal der Flüssigkeiten gegenüber (tektonische Linie Blidar, die die Arieșeni-Decke von der Codru-Decke trennt).

Die apokarbonatischen Skarne, so wie die apolamprophyrischen Skarne weisen der Kontaktzone, die die Einsickerung der Flüssigkeiten begünstigte gegenüber eine symmetrische Lage auf. In den apokarbonatischen Skarnen befinden sich Wismutvererzungen, während in den apolamprophyrischen Molybdänvererzungen auftreten.

Die hydrothermale Metamorphose bewirkte das Auftreten folgender Faziesarten : Turmalinfazies, Albit-Epidotfazies, Sericit und Chloritfazies, karbonatische Fazies, zeolithische Fazies (Laumontit, Stilbit).

Die erzführenden Konzentrationen in den Skarnen bilden unregelmäßige Körper, Nester und Imprägnationen, und sind durch Molyb-

dänglanz, Wismutglanz, Tetradymit, Emplektit, Cosalit, Wittichenit, Galenobismutit, Wismut, Scheelit, Pyrit, Kupferkies, Tetraedrit, Sphalerit, Altait, Gold, Bleiglanz und Eisenglanz vertreten.

Der Metasomatoseprozeß der die Skarne und hydrothermalen Produkte erzeugte, entwickelte sich in vier Hauptphasen: a) Frühphase, in der sich Diopsid-, mikrogranoblastische, dem Hornfels überlagerte Skarne bildeten; b) Hauptphase, die Wollastonit-, Grossular-, Andradit-, Vesuvian- und Salit-Skarne mit granoblastischen Strukturen und häufigen Bändertexturen erzeugte; c) Subsequente Phase, die hydrothermale Metasomatite erzeugte; diesem Abschnitt gehören auch die erzführenden Konzentrationen an; und d) Spätphase, als sich Karbonat und Zeolith ablagerten.

BIBLIOGRAFIE

1. Arabu N., *La Géologie des environs de Băiţa*, C. R. Sci., Inst. Géol. Roum., 1937, **XXV**.
2. Cioflica G., Vasiliu Cecilia şi Vlad Ş., *Granaţii din skarnele de la Băiţa Bihorului*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1967, **12**, *1*.
3. Deer W. A., Howie R. A. a. Zussman I., *Rock: forming minerals*, Londra, 1963, **I**.
4. Giuşcă G., *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts de Bihor*, Bull. Lab. Min. Univ. Buc., 1937, **II**.
5. — *Note préliminaire sur la minéralisation des gisements de contact de Băiţa Bihorului*, Acad. Roum., Mém. Sect. Sci., 1941, **XVI**, *6*.
6. Grassely G., *Analyses of some bismuth minerals*, Acta Szeged, 1948, *2*.
7. Guitard G. et Laffitte P., *Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées Orientales)*, Sciences de la Terre, 1958, **VI**, *1—2*.
8. Henriques A., *Geology and ores of the Anneberg District*, Ark. för Min. och. Geol., 1964, **IV**, *1*.
9. Koch S., *Bismuth minerals in the Carpathian Basin*, Acta Szeged, 1948, *2*.
10. Permingeat F., *Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour*, Notes et Mém., Serv. Geol. Maroc, 1957, *141*.
11. Peters K., *Geologische und mineralogische Studien aus der Umgebung von Rézbánya*, Sitzb. Akad. Wien, 1861, *44*.
12. Petrulian N., Steclaci Livia şi Ionescu M., *Prezenţa rheniului în molibdenitele din R.P.R.*, St. şi cerc. geol., 1963, **VII**, *4*.
13. Petrulian N. şi Steclaci Livia, *Raportul Re: Mo în molibdenitele din România*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
14. Pošepny F., *Geologisch-montanische Studie der Erzlagerstättenlehre von Rézbánya*, Budapesta 1874.
15. Ramdohr P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, 1960.
16. Routhier P., *Les gisements métallifères*, Masson et C-ie, Paris, 1965, **I**.
17. Schrauf A., *Atlas der Kristallformen*, 1873.
18. Smirnov V. I., *Type of hypogene zonality of hydrothermal ore bodies. Report of the twenty-first session norden-Part*, XVI International Geological Congress, Copenhaga, 1960.
19. Superceanu C., *Noi apariţii de scheelit în zăcămintele de contact din provincia geochimică a banatitelor*, Rev. Min., 1956, *4*, *5* şi *6*.
20. Watanabe T., *Kotoit, ein neues gesteinbildenes Magnesiumborat*, Tschermak's Min.-Petr. Mitt., 1939, *50*.

Institutul de geologie şi geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România.

Primit în redacţie la 29 iunie 1967.

OBSERVAȚII ASUPRA PALEOGEOGRAFIEI TERITORIULUI LANȚULUI ERUPTIV CĂLIMANI — GURGHIU — HARGHITA ÎN CURSUL PLIOCENULUI

DE

D. RĂDULESCU

55 (05)

Vulcanitele din Munții Călimani — Gurghiu — Harghita sînt rezultatul unei activități foarte complexe. Avem astăzi suficiente indicații care atestă importante variații de intensitate a acesteia și chiar existența unor perioade de calm total. Îndeosebi în cercetarea masivelor vulcanice Călimani și Gurghiu s-au manifestat preocupări în ceea ce privește separarea formațiunilor aparținînd acestor diverse momente și deducerea modului detaliat de desfășurare a activității pe asemenea baze.

Cercetătorii anteriori ai diferitelor regiuni din nordul Munților Călimani au identificat atît întreruperile activității vulcanice, cît și prezența în cadrul piroclastitelor a unor depozite de material andezitic depus subacvatic. Astfel, O. N i c h i t a (1) recunoaște existența unei perioade de liniște în activitatea vulcanică între ciclul vechi și cel nou, iar M. S a v u l (4) separă pe rama nord-estică conglomerate andezitice de origine torențială, depuse subacvatic.

În sudul Munților Călimani, identificarea și cercetarea depozitelor de material andezitic redepus în mediu acvatic au fost făcute pentru prima oară de Z. T ö r ö k. În ultimele lucrări publicate (6), (7), el se pronunță asupra necesității separării vulcanitelor explozive primare de produsele activității de eroziune și de depunere secundară a materialului vulcanic; acestea din urmă au fost numite: conglomerate și tufite andezitice (5), tufoide andezitice (6), tufoido-piroclastite (7), dar separarea lor față de produsele piroclastice a fost totdeauna neclară. I. T r e i b e r (8) dă aceeași semnificație depozitelor din nordul Munților Gurghiu, pe care le denumește „sedimente tufoide postefuzive".

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 51—57 București 1968

Cercetările întreprinse recent în Munții Gurghiu (3) au arătat că în cadrul acestora se poate distinge o unitate structurală, constituită dintr-o alternanță de vulcanite extruzive și depozite sedimentare alcătuite exclusiv sau predominant din material vulcanic, care a fost denumită complex vulcanogen-sedimentar.

Depozitele complexului vulcanogen-sedimentar sînt foarte variate din punct de vedere litologic și au o distribuție în timp și în spațiu deosebit de capricioasă ; cu toate acestea, prin generalizare, se pot separa destul de net trei nivele, care se caracterizează, în primul rînd, prin raporturile cantitative dintre depozitele piroclastice și epiclastice ; nivelul intermediar se caracterizează prin frecventa și larga distribuție a acestora din urmă, în timp ce în celelalte două, deși prezente, ele sînt subordonate. Aceste elemente geologice au putut fi recunoscute, cel puțin în liniile lor mari, atît spre nord, în Munții Călimani, cît și spre sud, în Munții Harghita.

Pentru întreg materialul epiclastic, ca și pentru o parte din materialul piroclastic din complexul vulcanogen-sedimentar, a fost demonstrat caracterul subacvatic al sedimentării ; această apreciere se referă în primul rînd la nivelul intermediar al complexului, dar este aplicabilă parțial și celorlalte două nivele. În cadrul acestuia sînt prezente conglomerate, iar microconglomeratele și gresiile sînt frecvente ; întreg materialul este de natură andezitică. Sedimentarea subacvatică este demonstrată și de prezența cineritelor bentonitizate, ca și de bentonitizarea liantului cineritic al depozitelor grosiere. Aceasta înseamnă că în perioadele corespunzătoare existau suprafețe acoperite de ape mai întinse decît se consideră de obicei cînd, întreaga masă de material de litologie vulcanică din Carpații Orientali este socotită a fi fost pusă în loc prin procese vulcanice subaeriene. Acest element geologic nou nu a fost însă suficient interpretat din punct de vedere paleogeografic ; este în intenția autorului de a discuta aici principalele aspecte ale acestei probleme.

★

Hărțile litofaciale la scara 1 :1 500 000, editate de Institutul geologic, singurul material de o asemenea natură existent, prezintă situația zonei vulcanice din estul Transilvaniei în modul următor :

În sarmațianul inferior și mediu se presupune începerea activității vulcanice.

În panonian (*s.str.*) este figurată o masă de roci vulcanice pe toată lungimea lanțului eruptiv, acesta fiind mărginit la est și la vest de apele lacului transilvan.

În pontianul inferior este figurată aceeași masă de roci vulcanice, însoțită de complexul vulcanogen-sedimentar, care o înconjură complet. Formarea acestuia din urmă este considerată subaeriană.

În pontianul superior și dacian, lanțul vulcanic este figurat în aspectul său actual. Lacul se întinde pînă la limita vestică a acestuia.

În levantin sînt figurate roci vulcanice în zona axială a lanțului vulcanic. În sudul și estul regiunii sînt conturate trei lacuri independente.

Deoarece stratigrafia depozitelor pliocene din estul Transilvaniei nu este încă complet elucidată — unii autori descriu aici pontianul, iar alții panonianul (*s. str*? — n. ns.) — și pentru că obiectivul nostru nu este stratigrafic, vom prefera să facem într-un prim moment cît mai puține

referiri de această natură ; vom nota deci cu „P" vîrsta celor mai tinere depozite peste care stă complexul vulcanogen-sedimentar. În discuţia care urmează ne vom referi numai la complexele de roci vizibile astăzi în lanţul Călimani — Gurghiu — Harghita şi la perioada de timp corespunzătoare formării lor, limita ei inferioară fiind partea superioară a intervalului „P" ; aceasta nu exclude dsfăşurarea unor procese vulcanice şi în momente anterioare — fapt atestat de prezenţa cineritelor antemeoţiene în Moldova şi antepanoniene în Transilvania —, dar ele nu fac obiectul discuţiei noastre. De altfel, trebuie acceptată premisa că începerea activităţii vulcanice nu a fost simultană în întreg teritoriul luat în considerare.

★

Înaintea începerii activităţii vulcanice de vîrstă „P" şi post-„P", apele lacului acopereau, desigur, aproape în întregime regiunea lanţului vulcanic (momentul 0) ; deşi nu există indicaţii concludente pînă acum în ceea ce priveşte desfăşurarea unui vulcanism submarin, imaginarea întregului fenomen ca apariţie a unui arhipelag de natură vulcanică apare ca cea mai raţională interpretare (momentul 1) (fig. 1).

În această perioadă, porţiunile acoperite de apă de la estul arhipelagului au fost, desigur, în legătură permanentă cu lacul transilvan ; poate numai în extremitatea sud-estică să se fi separat în mod complet un bazin în actuala regiune a cursului superior al Oltului. Este foarte probabil ca regiunile actualului defileu al Mureşului, ale văii Gurghiului şi poate chiar cele ale izvoarelor Tîrnavei Mari să reprezinte zonele principale prin care se realiza legătura lacului cu apele separate spre est.

După atingerea apogeului, are loc scăderea intensităţii activităţii vulcanice, însoţită de o puternică distrugere a reliefului abia creat. În zonele din vecinătatea arhipelagului se depune materialul rezultat din acest proces ; lui i se adaugă local şi temporar produse ale activităţii vulcanice (momentul 2). Extensiunea foarte mare a complexului de astfel de depozite reprezintă o măsură a extensiunii apelor în aceste regiuni în întreaga perioadă ; aceasta este dovada concludentă în ceea ce priveşte existenţa legăturilor multiple dintre apele din estul şi vestul arhipelagului şi, în general, o indicaţie că el a avut în aceste momente o extindere destul de redusă.

Distribuţia uscatului şi a apelor în această perioadă a fost deosebit de capricioasă ; desfăşurarea proceselor de denudare şi de sedimentare concomitent cu activitatea vulcanică a condus, local şi temporar, atît la apariţia de uscaturi, cît şi la înaintarea apelor peste acestea. La scara la care este prezentată situaţia aici însă, întreaga suprafaţă acoperită de depozite sedimentare din complexul vulcanogen-sedimentar trebuie considerat că reprezintă regiuni acoperite de ape, cel puţin în perioada corespunzătoare formării nivelului intermediar al acestuia.

Trecerea la o nouă etapă se produce în cadrul extinderii suprafeţei uscatului ; activitatea vulcanică are manifestări paroxismale cu eliberare de mari mase de material. Peste complexul de depozite născute în momente anterioare şi care alcătuiesc acum uscaturi, se ridică noi suprastructuri vulcanice (momentul 3).

Partea finală a activităţii vulcanice este aproape exclusiv efuzivă. În regiunile adiacente aparatelor vulcanice, mari curgeri noroioase, a

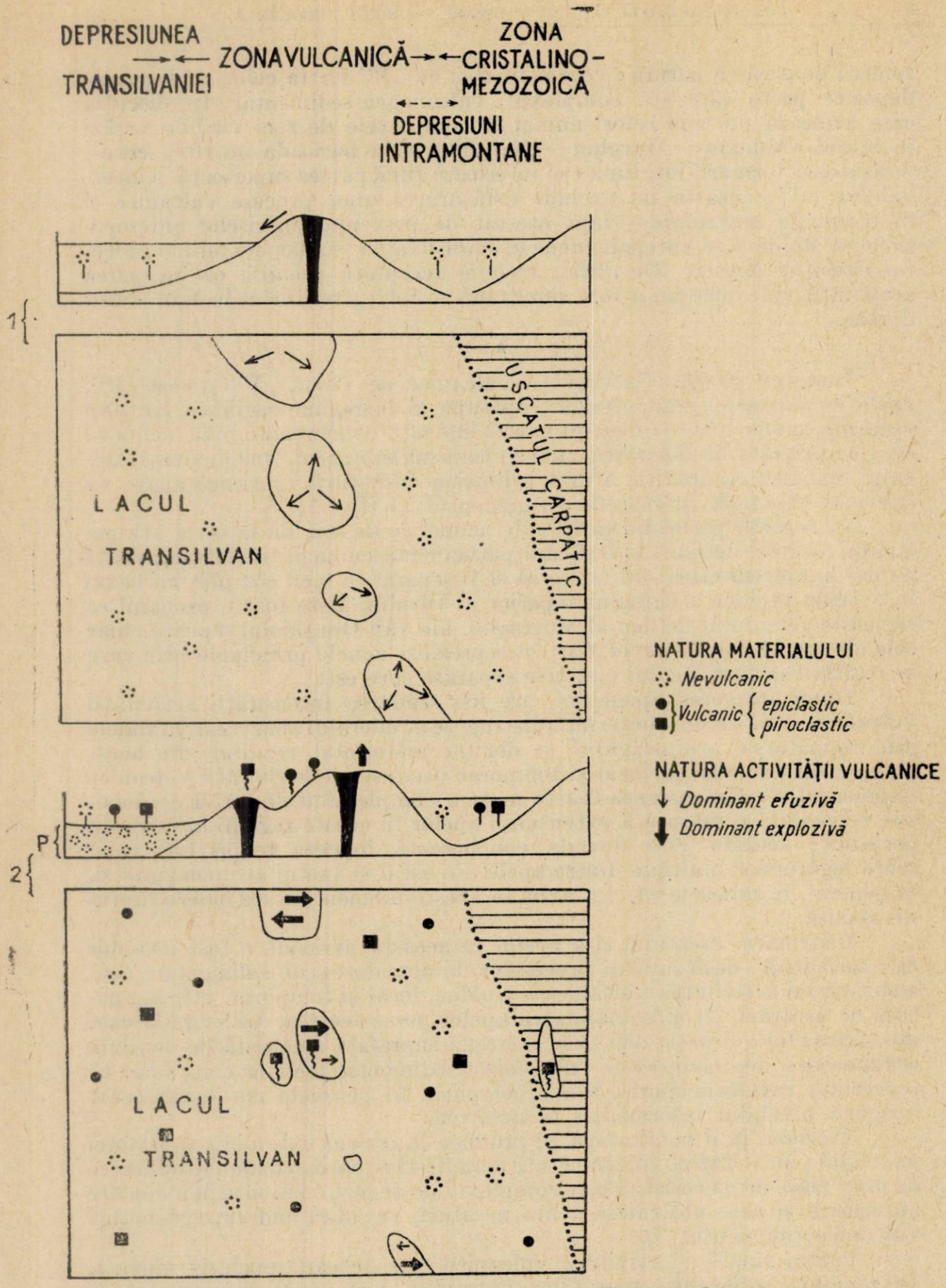
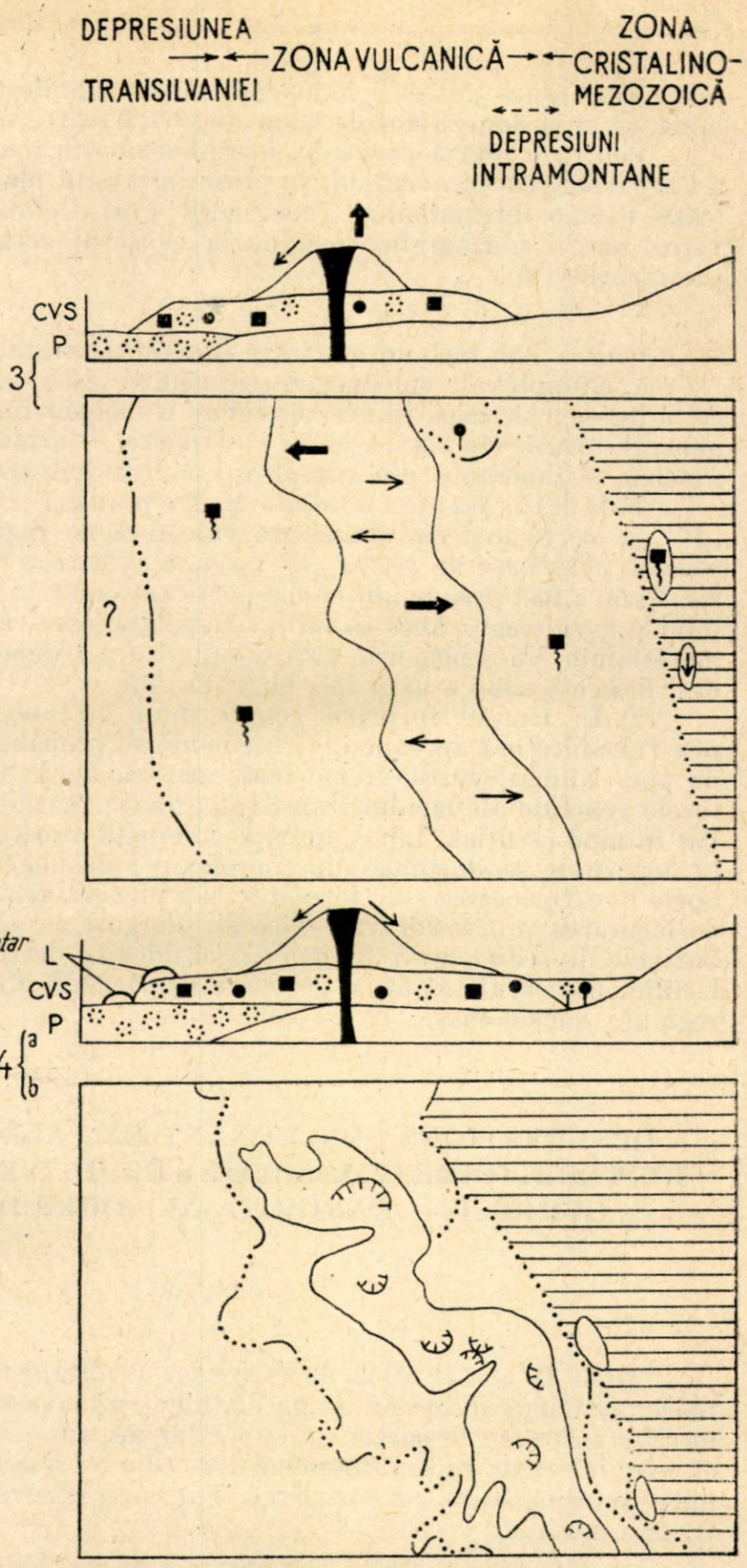


Fig. 1. — Schema evoluției geologice



MEDIUL DE SEDIMENTARE

I *Subacvatic*

≀ *Subaerian*

P *Depozite de vîrstă* P

CVS *Complex vulcanogen sedimentar*

L *Depozite de lahar*

— *Limita terenurilor de natură vulcanică*

···· *Limita terenurilor de natură nevulcanică*

Aparate vulcanice

1-4 *Succesiunea etapelor de activitate vulcanică*

a regiunii în timpul pliocenului.

căror declanşare putea fi independentă de manifestările acestora, determină apariţia depozitelor de lahar de vîrstă foarte recentă.

Pentru o scurtă perioadă, între lanţul vulcanic şi creasta principală a Carpaţilor, ca şi, eventual, în chiar interiorul masei eruptive, se instalează bazine intramontane (momentul 4 *a*). Colmatarea lor şi definitivarea reţelei hidrografice conduc la aspectul actual al acestor regiuni (momentul 4 *b*).

★

Cîteva idei trebuie precizate în cadrul acestei scheme.

1. Complexul vulcanogen-sedimentar este mai tînăr decît „P". Activitatea vulcanică în aceste regiuni a început însă mai devreme; ea a generat masele de roci a căror distrugere a furnizat materialul pentru nivelele sedimentare din complexul vulcanogen-sedimentar.

Faptul că, aşa cum a arătat A. P o p e s c u [1], în depozitele de vîrstă „P" nu există material de natură vulcanică ne îngăduie să conchidem că această activitate de vîrstă „P" : *a*) a avut caracter aproape exclusiv efuziv, *b*) nu a fost prea amplă şi *c*) a fost cantonată în partea axială a actualului lanţ vulcanic. Acestea sînt principalele cauze care pot explica absenţa materialului vulcanogen în partea superioară a depozitelor de vîrstă „P", deşi în acest timp a avut loc, cu siguranţă, o activitate vulcanică.

2. În timpul formării complexului vulcanogen-sedimentar, regiunea vulcanică era aproape în permanenţă şi, probabil, complet înconjurată de ape. Numai scurtă vreme însă, acestea au avut adîncimea şi caracterele generale ale lacului transilvan; foarte repede natura lor s-a schimbat în mod esenţial. Lipsa aproape completă a oricăror indicaţii de faună în depozitele sedimentare din complexul vulcanogen-sedimentar arată că apele în care acestea s-au format aveau un caracter special, determinat de desfăşurarea proceselor vulcanice şi, desigur, de adîncimea foarte mică; bazinele de sedimentare nu pot fi considerate deci decît nişte resturi ale lacului, ale cărui trăsături specifice dispăruseră în această perioadă din regiunea considerată.

OBSERVATIONS CONCERNANT LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU TERRITOIRE DE LA CHAÎNE ÉRUPTIVE DE CĂLIMANI — GURGHIU — HARGHITA AU COURS DU PLIOCÈNE

RÉSUMÉ

Dans la constitution de la région à volcanisme néogène et quaternaire des Carpates orientales on distingue un compartiment intermédiaire localisé entre le compartiment supérieur des suprastructures très récentes et celui inférieur du soubassement cristallin ou sédimentaire. Ce compartiment intermédiaire est constitué d'un complexe volcanogène — sédimen-

[1] A. P o p e s c u, *Studiul mineralelor grele din depozitele panoniene situate între valea Mureşului şi valea Gurghiului*, Arh. Inst. geol., 1965.

taire dans lequel les dépôts pyroclastiques et épiclastiques alternent sur des épaisseurs de l'ordre des centaines de mètres. Étant donné que les dépôts épiclastiques sont des accumulations subaquatiques, nous sommes portés à conclure, qu'au moins pendant quelques périodes, les eaux du Lac transylvain, s'étendaient beaucoup plus qu'on ne les représente ordinairement dans les reconstitutions paléogéographiques qui considèrent que toute la masse du matériel à lithologie volcanique de ces régions a été mise en place par des processus volcaniques subaériens.

Au cours du Pliocène on peut distinguer plusieurs étapes dans l'évolution géologique de cette région. Un premier moment est celui où l'activité volcanique a créé l'archipel disposé le long de la terre ferme carpatique qui ne séparait pourtant pas complètement le bassin formé entre l'éruptif et le cristallin du Lac transylvain. Le second moment est marqué par la destruction de la plus grande partie de l'archipel par l'érosion, fait déroulé en même temps que certains phénomènes à dominante explosive. C'est de cette manière que prend naissance le complexe volcanogène—sédimentaire qui, à cause du recul des eaux va constituer la terre ferme sur laquelle se déroulera l'activité volcanique de la troisième étape. Le recul complet des eaux et l'achèvement de l'activité volcanique ont conduit à la situation actuelle.

BIBLIOGRAFIE

1. Nichita O., *Studiul petrografic și chimic al regiunii văilor Neagra și Haita din masivul munților Călimani*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1935, **XXI**, *1–4*, 197–314.
2. Peltz S., *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva–Stînceni–Călimănel*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LI**, *1* (1963–1964).
3. Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S. și Peltz Margareta, *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu*, An. Com. geol., 1964, **XXXIII**, 87–134.
4. Savul M., *La bordure orientale de Monts Călimani*, An. Inst. geol., 1938, **XIX**.
5. Török z., *A Maroshévizi medencetectonikai és vulkanologiai*, Muz. Füz., 1945, **III**, *1–4*, 100–116.
6. — *Problemele teoretice și practice ale metodelor faciesurilor complexe*, St. și cerc. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1956, **VII**, *1–4*, 71–82.
7. — *Vorschlag für eine Verbesserung der Klassifizierung und der Forschungsmethodik der Pyroklastite*, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1962, **7**, 351–357.
8. Treiber I., *Studiul petrografic al părții de nord a munților Gurghiu*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, 1.

Institutul Geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primit în redacție la 7 iunie 1967.

MINERALOGENEZA ARGILEI MONTMORILLONITICE DE LA RĂZOARE*

DE

D. GIUȘCĂ

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ȘI

O. ANTON

55 (05

Zăcămîntul de argilă montmorillonitică de la Răzoare a fost deschis relativ recent cu o galerie de coastă la confluența văii Runcii cu valea Lăpuș și urmărit cu unele întreruperi pe o lungime de peste 300 m. Argila a mai fost întîlnită în cîteva șanțuri și puțuri săpate la suprafață, ca și într-o galerie la circa 1 km spre est de cea actuală.

Geologia Masivului Preluca este dominată de dezvoltarea micașisturilor cu granat și a paragnaiselor cu biotit și granat, în care apar intercalații de cuarțite, amfibolite, dolomite și calcare cristaline, acestea din urmă formînd pe alocuri mase importante. În partea de SE a masivului, la nord de satul Răzoare, se întîlnesc îndeosebi paragnaise cu biotit, calcare și dolomite cristaline cu dezvoltare generală NE — SV. Întreg complexul șisturilor cristaline este străbătut de cîteva filoane de aplit și pegmatit, unele cu muscovit larg dezvoltat. Pe rama sudică a masivului cristalin aflorează o bandă de dolomite cristaline intercalate în paragnaise cu biotit. În aceste dolomite este localizat un filon plagiaplitic-pegmatitic cu direcția SV — NE, transformat aproape integral în montmorillonit.

Dolomitele cristaline sînt compacte, de culoare albă-lăptoasă pînă la galbenă, larg recristalizate, cu aspect zaharoid. În imediata vecinătate a filonului plagiaplitic apar vine de tremolit și actinot în cristale aciculare de 1—2 cm lungime, dispuse perpendicular sau oblic pe pereții fisurilor. Cristalele se aglomerează uneori în nodule cu structură radiară, dezvoltîndu-se adesea în masa dolomitului însoțite de calcedonie, cuarț și uneori

* Comunicare prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România din aprilie 1966.

de clorit. La contactul dintre filonul plagiaplitic și dolomit se dezvoltă o bandă de 10—50 cm grosime de clorit, acoperit cu pelicule de limonit și împînzit cu calcit. Culoarea sa variază de la brună la verde deschis.

Se observă de asemenea în dolomit mici druze cu rombœdri limpezi de calcit, uneori acoperiți cu pelicule de limonit.

Plagiaplitul este alb-lăptos, mărunt cristalizat, alcătuit predominant din plagioclaz. Subordonat apar fenocristale de turmalină, care nu depășesc 1 cm lungime, muscovit și pseudomorfoze de clorit după biotit în cuiburi sau benzi. Biotitul proaspăt este foarte rar prezent.

Roca originară suferă transformări adînci prin formarea unei argile montmorillonitice, care se dezvoltă de-a lungul sistemelor de fisuri, înlocuind mineralele primare.

Plagioclazul, componentul principal al filonului (80—95%), se prezintă în cristale xenomorfe, rar maclate polisintetic. Conținutul în anortit variază de regulă între 20 și 35%, atingînd excepțional 60—70%, deosebindu-se prin aceasta de feldspații pegmatitelor din regiune, care în general nu depășesc conținuturi de 10—15% anortit. Conținuturile ridicate se întîlnesc în marginea filonului și se datoresc reacției cu dolomitele.

Cuarțul, dispersat în masa rocii, participă în proporții de 0—15% sub formă de granule xenomorfe cu extincție rulantă.

Fenocristalele de turmalină, cu lungime de 1 cm, apar destul de rar în masa filonului, colorate verde-brun, puternic pleocroice, de la verde închis (Np) la galben-pai (Ng).

Mai frecvent apare muscovitul în foițe torsionate uneori, dezvoltat în cuiburi sau benzi.

Apatitul în cristale prismatice este prezent ca accesoriu. Plagiaplitul proaspăt apare sporadic, și în acest caz conține biotit. Transformările suferite de rocă se manifestă în primul rînd prin trecerea biotitului în penin, trecere urmărită prin culorile anomale de birefringență ale acestuia sau ale relictelor de biotit în pseudomorfozele de clorit. Acestor transformări li se adaugă o ușoară sericitizare a feldspatului pe fisuri sau plane de clivaj.

Tot în primele faze de transformare apare și o mică cantitate de caolinit.

Ulterior, roca este transformată aproape integral în montmorillonit. Acesta se dezvoltă sub formă de solzi foarte fini cu birefringență ridicată ($\Delta = 0{,}035$), alungire pozitivă, pe liniile de clivaj ale feldspatului și micei. În transformarea acestor minerale, în asociație cu montmorillonitul apare un clorit verde deschis, frecvent incolor, de tip penin. Parageneza se completează cu cloritul provenit pe seama biotitului, de asemenea penin.

Turmalina, în general greu alterabilă, se transformă într-un agregat fin solzos de sericit și penin. Cuarțul și apatitul se regăsesc însă și după argilizare.

În zonele mai puternic transformate, cloritul se decolorează și se pierde treptat în masa argiloasă. Această trecere se face prin intermediul unor amestecuri intime între cloritul foarte fin solzos și argilă. Relicte ovoidale de plagiaplit arată în zonele marginale o asociație strînsă clorit-montmorillonit, apoi o masă predominant montmorillonitică. Depuneri peliculare de calcit apar în zona încă netransformată a relictelor.

În masa cloritului din salbanda filonului, foarte rar pot fi identificate relicte de biotit, dar cloritul este împînzit cu sagenit și acoperit cu pelicule de limonit. Rare filonașe de clorit apar și în imediata vecinătate a dolomitului cristalin, în plagiaplit. Acesta, ca și peninul din salbandă, se transformă cu pierderea culorii în montmorillonit.

În zona vecină filonului, dolomitul este împînzit cu filonașe de calcedonie, însoțite uneori de paiete de clorit.

Apariția și dezvoltarea mineralelor argiloase sînt foarte bine evidențiate prin *analiza termică diferențială*. Într-o fază incipientă de transformare se poate remarca prezența montmorillonitului asociat cu caolinit și sericit (efectul de la 880°C indicînd prezența acestui din urmă mineral). Dimensiunile reduse ale picurilor sînt o măsură a participării acestor minerale (fig. 1,*1*).

Cu avansarea procesului de argilizare, picurile cresc în intensitate, semnalînd participarea masivă a montmorillonitului în asociație cu penin și ceva caolinit (fig. 1, *2* și *3*).

Cloritul din salbanda filonului prezintă curba termică diferențială a peninului (fig. 1, *4*), cu un efect puternic endoterm la 650°C, datorat pierderii apei din stratul brucitic, și unul la 860°C, datorat descompunerii pachetului de tip mică.

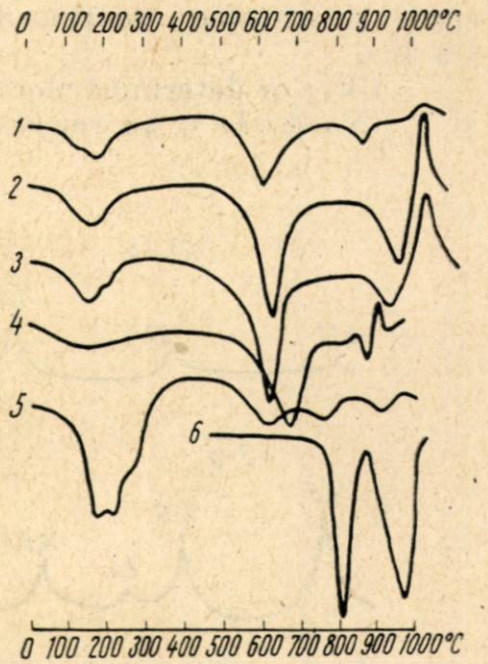


Fig. 1. — Curbele termice diferențiale pentru plagiaplit (*1*), amestec montmorillonit, clorit, caolinit (*2* și *3*), penin (*4*), montmorillonit (*5*) și dolomit (*6*).

Produsul final al transformărilor îl reprezintă masa argiloasă alcătuită predominant din montmorillonit. Curba termică diferențială a acestuia arată un efect puternic endoterm la 180°C, datorat pierderii apei dintre stratele mineralului, urmat la 210°C de un altul mai mic, atribuit pierderii apei de hidratare a cationilor dintre strate (Ca). Apa de constituție este eliminată între 600 și 750°C, manifestată printr-un efect endoterm dedublat. Dedublarea acestui efect nu presupune însă un amestec de minerale (5). Al treilea efect endoterm apare la 900°C și este atribuit distrugerii rețelei montmorillonitului (fig. 1, *5*).

Analizele cu raze X au completat imaginea transformărilor suferite de filonul plagiaplitic prin punerea în evidență a stratelor mixte clorit-montmorillonit, formațiuni de tranziție intimă structurală în procesul de formare a montmorillonitului.

Colectată dintr-o zonă în care s-au observat și microscopic asociații montmorillonit-clorit, proba R 1 (fig. 2) prezintă la difractometru un reflex bazal la 16,6 Å, prin încălzire la 550°C un reflex bazal la 12 Å, iar după tratare cu etilen-glicol un reflex bazal la 17 Å. Față de montmorillonit, care netratat dă un reflex bazal puternic la 14,79 Å, iar la 550°C, un reflex bazal la 10,01 Å, valorile menționate mai sus confirmă prezența stratelor mixte montmorillonit-clorit (7).

Aceste structuri apar spre centrul filonului, în porțiunile în care cloritul se decolorează și se pierde în masa argiloasă, ca și în periferia relictelor de plagiaplit.

Cloritul din salbanda filonului, semnalat prin analiza termică diferențială și debyegrame (tabelul nr. 1) ca penin, suferă și el aceleași transformări în porțiunile adiacente masei argiloase.

Tabelul nr. 1 indică distanțele reticulare pentru montmorillonit, clorit și amestec montmorillonit — clorit — caolinit, utilizînd radiația Cu Kα.

Ulterior determinărilor făcute de autori, G. N e a c ș u, V. B r a n a și F. N e d e l c u au reușit să surprindă și existența unor strate mixte

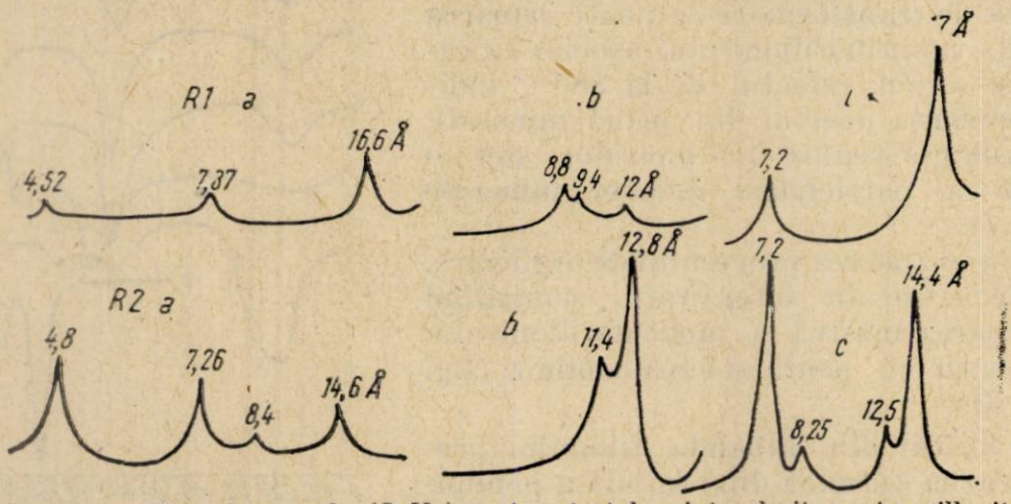


Fig. 2. — Difractogramele (CuKα) pentru stratele mixte clorit-montmorillonit (R1) și clorit-vermiculit (R2): *a*, natural; *b*, încălzit la 550°C; *c*, tratat cu etilen-glicol.

Tabelul nr. 1

M		Cl		M + Cl + K	
d(Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
		14,3	6		
		7,18	10	7,11	9
4,65	8	4,64	4	4,65	8
4,22	5			4,14	3
				3,73	2
		3,37	8	3,46	5
				3,25	3
2,92	2	2,63	4	2,92	9
2,43	4			2,46	8
		2,39	5	2,26	4
2,24	3	2,22	3	2,05	2
		2,01	5	1,87	3
1,65	6	1,66	3	1,64	8
1,50	8	1,53	4	1,61	7

Notă.
M — montmorillonit;
Cl — clorit;
M + Cl + K — amestec montmorillonit, clorit, caolinit.

clorit-vermiculit. Difractogramele executate pe probe de clorit din zonele interne ale salbandei prezintă un reflex bazal la 14,6 Å, prin încălzire la 550°C valori de 12,8 Å și prin tratare cu etilen-glicol de 14,4 Å (fig. 2). Asemănările structurale ale celor două minerale fac dificil diagnosticul lor chiar cu ajutorul analizelor cu raze X.

J. Lucas, Th. Camez și G. Millot (7) menționează valorile citate mai sus ca specifice interstratificațiilor clorit-vermiculit.

Deci, în procesul formării montmorillonitului pe seama filonului plagiaplitic, transformările structurale antrenează și formarea structurilor interstratificate clorit-vermiculit.

Avînd în vedere comportările cloritului, din salbanda filonului și lucrările efectuate de S. Caillère și S. Hénin (2) și de H. Shimane și T. Sudo (10), se poate spune că acest mineral trece printr-o fază de rețea labilă, cînd poate prezenta și exfolieri remarcabile fără a fi vermiculit, apoi în interstratificații cu rețele tip Mg — vermiculit-montmorillonit.

Analiza chimică. Pentru a urmări variația elementelor majore în procesul de alterare, au fost selectate probe din filonul plagiaplitic (R), din zona argilizată (M) și din salbanda cloritică, inițial biotitică a filonului (Cl) (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

	R	M	Cl
SiO_2	57,81	53,00	33,84
Al_2O_3	24,28	22,58	20,14
Fe_2O_3	0,27	1,53	3,62
FeO	—	0,10	4,23
MgO	0,72	4,73	24,12
CaO	5,00	1,28	—
Na_2O	9,28	0,13	—
K_2O	0,63	0,12	—
P_2O_5	0,20	—	—
H_2O^+	1,60	6,03	14,02
H_2O^-	0,27	10,50	—
Total	100,06	100,00	99,97

Notă.
R — plagiaplit;
M — montmorillonit;
Cl — clorit-vermicalit.

Trecerea de la roca proaspătă la argilă se face cu îndepărtarea unei cantități de SiO_2, care se redepune parțial în dolomit sub formă de calcedonie.

Fierul și magneziul prezente în cloritul din salbandă provin din soluțiile care au generat plagiaplitul, ca și din roca înconjurătoare.

Calciul eliberat din dolomit a fost prins în rețeaua plagioclazului, apoi prin alterare a trecut în montmorillonit ca element interfoliar sau în calcitul ce apare ca pelicule în jurul relictelor de plagiaplit.

Potasiul din soluția pegmatitică a fost înglobat împreună cu magneziul în rețeaua biotitului din salbandă, fapt care explică absența feldspatului potasic.

Argila rezultată în urma transformărilor (M) este formată aproape exclusiv din montmorillonit.

Analizele efectuate pe probe determinate ca straturi interstratificate clorit-vermiculit nu le deosebesc de penin.

Studiul spectrelor de *absorbție în infraroșu*, executate pe probele analizate mai sus, a permis reliefarea cu ajutorul acestei metode, recent

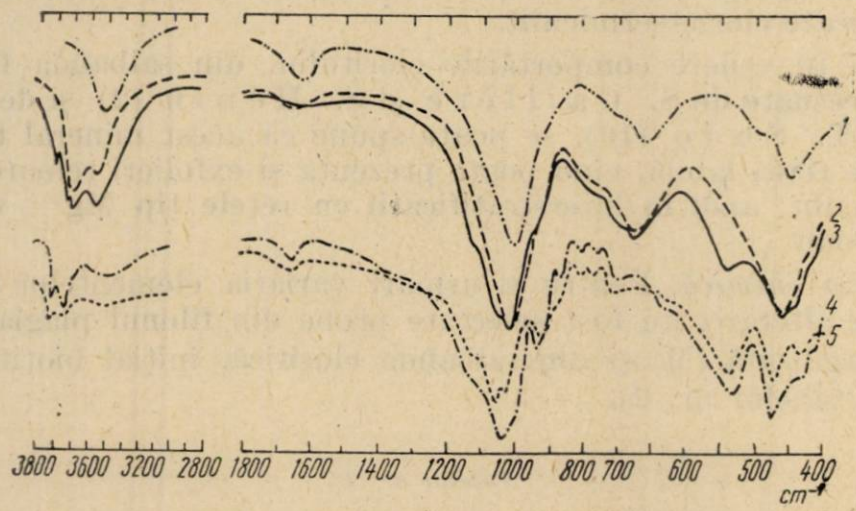


Fig. 3. — Spectrele de absorbție în infraroșu pentru vermiculit (Japonia) (*1*), strate mixte clorit-vermiculit (*2*), clorit (*3*), montmorillonit (*4*) și strate mixte clorit-montmorillonit (*5*).

introdusă în studiile de mineralogie, a benzilor caracteristice montmorillonitului, peninului, interstratificațiilor montmorillonit-clorit și clorit-vermiculit.

Montmorillonitul (fig. 3, *4*) prezintă două benzi de absorbție la 470 și 530 cm^{-1}, corespunzătoare legăturilor Si-O și Si-O $[Al]^{VI}$ (Al în coordinație octaedrică), apoi două benzi de absorbție la 850 și 915 cm^{-1}, datorate vibrațiilor Al — O — H. Banda principală de absorbție Si—O apare la 1 035 cm^{-1}, cu o ușoară inflexiune la 1 115 cm^{-1}. Domeniul de absorbție al OH prezintă două benzi la 3 700 și 3 630 cm^{-1} și o inflexiune largă la 3 400 cm^{-1}, datorată apei interstratificate.

Cloritul (fig. 3, *3*) participant la transformările suferite de plagiaplit prezintă un spectru de absorbție caracteristic peninului. Benzile de absorbție prezente la 445, 465 și 540 cm^{-1} se datoresc legăturilor Si—O —$[Mg]^{VI}$, Si—O și, respectiv, Si—O—$[Al]^{VI}$. Banda principală de absorbție Si—O apare la 1 010 cm^{-1}, cu alte două secundare, la 755 și 670 cm^{-1}. În domeniul de absorbție OH apar două benzi, la 3 450 și 3 590 cm^{-1}.

Studii recente ale cercetătorilor japonezi (9) au arătat că spectrele de absorbție în infraroșu ale stratelor mixte (clorit-montmorillonit spre exemplu) apar ca o suprapunere a spectrelor individuale. Determinările făcute pe materialul de la Răzoare au confirmat această constatare. În cazul stratelor mixte montmorillonit-clorit (fig. 3, *5*), se accentuează banda de absorbție de la 425 cm^{-1} a montmorillonitului, iar cea de la 540 cm^{-1}

atinge intensitatea celei de la 470 cm^{-1}. Banda de absorbţie de la 920 cm^{-1} a montmorillonitului se estompează, iar absorbţia principală Si—O se dedublează datorită valorilor diferite la cele două minerale.

Acelaşi fenomen este înregistrat şi în cazul stratelor mixte clorit-vermiculit (fig. 3, *2*). Banda de absorbţie de la 465 cm^{-1}, comună ambelor minerale, se accentuează ; în schimb, dispar banda de absorbţie de la 515 cm^{-1} a vermiculitului şi cea de la 540 cm^{-1} a cloritului. Se accentuează banda de absorbţie de la 670 cm^{-1}, iar absorbţia principală Si—O se manifestă la 1 000 cm^{-1}.

CONCLUZII

Cercetările efectuate pe teren şi în laborator au confirmat ideea formării argilei montmorillonitice pe seama unui filon plagiaplitic localizat în dolomite cristaline la nord de satul Răzoare. Filonul, consolidat contemporan cu pegmatitele din regiune, diferă de acestea prin compoziţia sa mineralogică şi chimică, datorată pătrunderii soluţiilor pegmatitice în dolomite. Schimbul de elemente care a avut loc a provocat, pe de o parte, creşterea conţinutului în calciu al feldspatului din filon, ca şi formarea unei salbande biotitice, iar pe de altă parte apariţia pe fisuri în dolomit a tremolitului şi actinotului şi a unor druze mici cu romboedri de calcit limpezi.

Ulterior, filonul a fost argilizat sub influenţa unor soluţii hidrotermale. Biotitul este cloritizat, iar celelalte minerale din plagiaplit trec direct sau prin intermediul peninului în montmorillonit. În faza incipientă de alterare apar sericitul prin transformarea micei şi apoi caolinitul.

Îndepărtarea relativ rapidă a cantităţilor mici de alcalii şi prezenţa calciului şi a magneziului în soluţie au condus la formarea montmorillonitului. În acest proces de transformare au putut fi surprinse faze intime de trecere spre structura montmorillonitului (strate mixte clorit-montmorillonit şi clorit-vermiculit).

După cum rezultă şi din studiile experimentale ale lui D. B. Hawkins şi R. Roy (6), prezenţa magneziului este esenţială în formarea montmorillonitului. Modul precis de acţiune în procesul mineralogenetic nu se cunoaşte încă. Se crede că rolul său se datoreşte marii afinităţi pentru silicea dizolvată, ca şi proprietăţii sărurilor de magneziu de a accelera solubilizarea silicei din silicaţi.

Parte din caolinitul semnalat în unele probe, şi anume în cele din zona superficială a filonului, ar putea fi format ulterior printr-un proces de degradare a reţelei montmorillonitului de felul celui semnalat de G. Millot, J. Lucas şi H. Paquet (8). Degradarea mineralelor triformice ar comporta trei etape distincte : *a*) spălarea ionilor interfoliari, urmată de *b*) migrarea ionilor octaedrici în poziţie interfoliară şi de *c*) migrarea ionilor tetraedrici în poziţie de coordinare octaedrică. Această interpretare poate fi utilizată şi pentru explicarea originii unei părţi din caolinitele de la Răzoare.

MINERAL GENESIS OF MONTMORILLONITIC CLAYS AT RĂZOARE

ABSTRACT

The montmorillonite deposits at Răzoare were formed on account of a plagiaplite vein lodged in crystalline dolomite. The plagiaplite vein, which is contemporaneous with the pegmatites in the region, differs from the latter mineralogical and chemical composition as a consequence of the penetration of pegmatitic solutions in the dolomite. The exchange of elements caused an increase in the calcium content of the plagioclase feldspar, and the formation of a biotite selvage on the vein's border.

Subsequently, the plagiaplite was argilized under the influence of hydrothermal solutions. The biotite was chloritized, whereas the other minerals passed into montmorillonite either directly or through a light green chlorite (penine). In the course of these transformations, mixed layers of chlorite-vermiculite and chlorite-montmorillonite were formed.

BIBLIOGRAFIE

1. Brown G., *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*, Mineral. Soc. (Clay Minerals Group), Londra, 1961.
2. Caillère S. a. Hénin S., *Experimental formation of chlorites from montmorillonite*, Min. Mag., 1949, *28*.
3. — *Minéralogie des argiles*, Masson et Cie, Paris, 1963.
4. Cerný P. a. Povondra P., *Chlorites and saponites replacing feldspats in West Moravian desilicated pegmatites*, Acta Univ. Carolinae, Supl. 2, 1965.
5. Deer W. A., Howie R. A. a. Zussman J., *Rock-forming minerals, Sheet Silicates*, Longmans, Londra, 1963.
6. Hawkins D. B. a. Roy R., *Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1963, **27**.
7. Lucas J., Camez Th. et Millot G., *Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés*, Bull. Serv. Géol. Alsace-Lorraine, 1959, **12**.
8. Millot G., Lucas J. et Paquet H., *Evolution géochimique par dégradation et agradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère*, Geologische Rundschau, 1966, **55**, *1*.
9. Oinuma K. a. Hayashi H., *Infrared study of mixed-layer clay minerals*, Amer. Min., 1965, **50**.
10. Shimane H. a. Sudo T., *Chlorite mineral associate with vermiculite*, Clay Min. Bull., 1958, 3.
11. Stubičan V. a. Roy R., *Isomorphous substitution and infra-red spectra of the layer lattice silicates*, Amer. Min., 1961, **46**.

Academia Republicii Socialiste România

Primit în redacție la 3 iulie 1967.

ZĂCĂMINTELE DE SILICOLITE DIN BAZINUL NEOGEN AL BRADULUI (JUD. HUNEDOARA)

DE

T. P. GHIȚULESCU, GR. VERDEȘ și R. CHINȚA

55(05)

În piroclastitele andezitice din valea Crișului Alb, din amonte de Brad pînă în aval de Hălmagiu, apar în mod sporadic zăcăminte sau ocurențe de silicolite, constituite din jasp și calcedonie.

Depozitele la care ne referim în această lucrare se găsesc în bazinul neogen al Bradului, intercalate între piroclastitele andezitice de pe flancul drept al Crișului Alb, în Dealul Măgura, care se întinde de la Brad spre est. Aflorimentele cele mai larg dezvoltate se află pe versantul acestui deal dinspre valea Bradului, în spatele Sanatoriului T B C, poziția lor fiind indicată în schița geologică din figura 1.

Silicolitele de aici prezintă interes științific, deoarece sînt produse telemagmatice ale vulcanismului neogen, de un tip relativ rar întîlnit în Munții Metaliferi și în același timp parte dintre ele conțin fosile atribuite de V. Erhan și M. Oniceanu (2) tortonianului superior, ceea ce impune o discuție asupra vîrstei lor și a formațiunilor piroclastice în care sînt intercalate.

Din aceste motive facem, pe lîngă descrierea zăcămintelor conturate, examinarea structurii geologice în care sînt cuprinse, aducînd o contribuție la lămurirea genezei și vîrstei lor.

STRUCTURA GEOLOGICĂ

Fundamentul mezozoic al bazinului neogen al Bradului este constituit din rocile complexului ofiolitic antemalm și din formațiunile de fliș ale cretacicului mediu (3), ocupînd pozițiile arătate în cele două profile din figura 2. Molasa neogenă acoperă o zonă de subsidență între faliile care au scufundat fundamentul cu cîteva sute de metri. Structura bazi-

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 67–76 București 1968

nului este complicată prin intervenția mișcărilor epirogenetice din cursul și după edificarea lui, ca și prin prezența produselor unui intens vulcanism, iar observațiile geologice de la suprafață, din numeroasele deschideri miniere

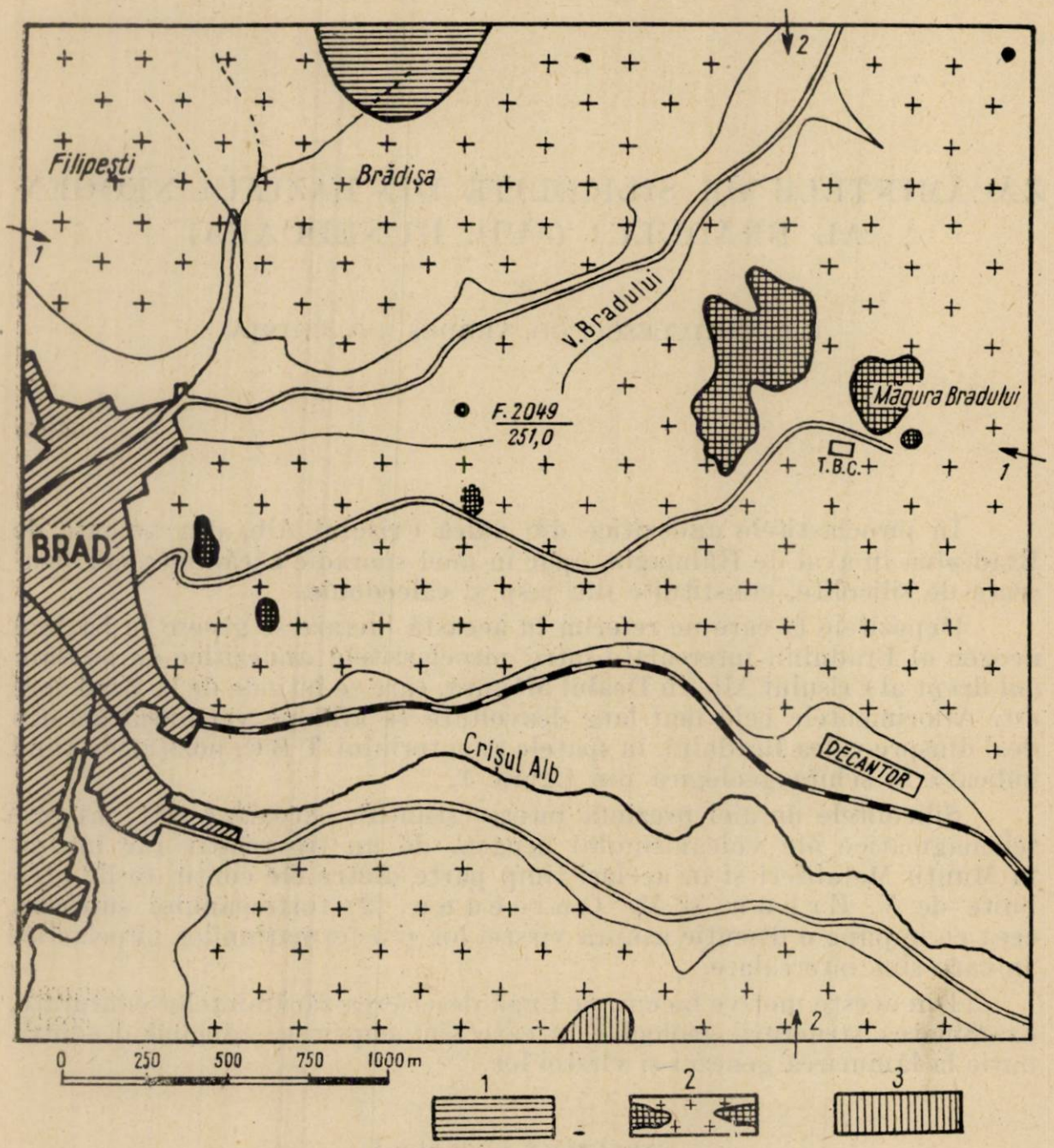


Fig. 1. — Schița geologică a bazinului carbonifer al Bradului.
1, Pliocen; *2*, piroclastite andezitice cu intercalații de silicolite; *3*, tortonian mediu.

și foraje nu au reușit încă să lămurească, în suficientă măsură, raporturile stratigrafice dintre formațiunile respective.

Seria tortonian—sarmațiană este mai complet și uniform dezvoltată în bazinul carbonifer de la Țebea (3), (4), (5), (7), pe cînd în restul teritoriului formațiunile au fost deranjate prin mișcările tectonice sau distruse prin exploziile vulcanice și eroziune. Raporturile respective sînt

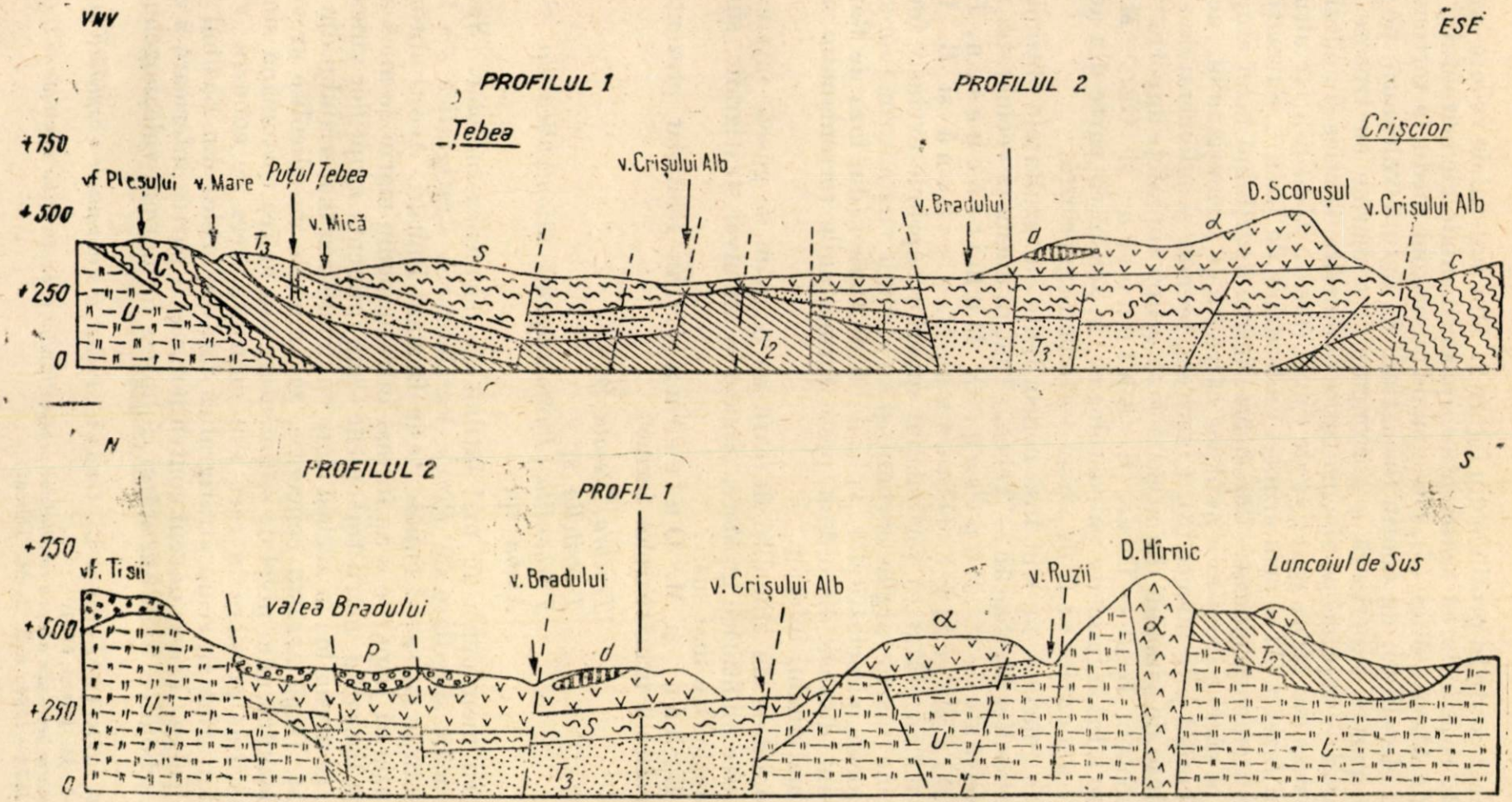


Fig. 2. — Profilul 1. Țebea — Crișcior. Profilul 2. Valea Bradului — Luncoiul-de-Sus.

P, Panonian (depozite continentale); α, piroclastite, lave și stîlpi de andezite din faza de Barza; *S*, sarmațian (marne, argile, nisipuri, cărbuni); T_3, tortonian superior (marne, argile, cărbuni); T_2, tortonian mediu — orizontul pietrișurilor de Almașu-Mare; *C*, cretacic (fliș șisto-grezos); *U*, complexul eruptiv antemalm; *d*, depozite de silicolite.

parțial reprezentate în profilele din figura 2. Din punctul de vedere care ne interesează, reamintim că sedimentele epicontinentale ale orizontului pietrișurilor de Almașu-Mare (3), constituind un orizont mediu în tortonianul din Munții Metaliferi, nu conțin formațiuni de natură vulcanică, pe cînd cele de la partea superioară a tortonianului — marine cu trecere spre facies lagunar — cuprind pe alocuri tufite și cinerite dacitice și andezitice. Primele corespund seriei eruptive de Cîinel (faza a II-a) (3), iar ultimele începutului fazei a III-a prin erupția andezitelor de Lacu [1]. Sarmațianul include de asemenea cinerite fine și breciforme aparținînd fazei eruptive de Barza, al cărei paroxism a avut loc către finele sarmațianului, activitatea continuînd și în pliocen (3). Cineritele, breciile și aglomeratele andezitice produse de vulcanii din această fază ocupă suprafețe importante în bazinul neogen Brad — Țebea. E. Antonescu și Gh. Mantea (1) au adus argumente paleontologice, în sensul că parte din aceste piroclastite andezitice ar fi de vîrstă tortonian-superioară.

Aceste concluzii nu sînt însă concordante cu rezultatele obținute în bazinul carbonifer Mesteacăn — Țebea, situat în imediata vecinătate, unde studiile executate de C. Popescu, G. Dumitrăchescu, D. Isac, I. Drăghici, Fl. Olteanu, H. Crihană și B. Ungureanu [2] au arătat că tortonianul superior cuprinde exclusiv formațiuni terigene (marne, argile, cărbuni) și au atribuit vîrsta sarmațian-superioară—pliocen piroclastitelor vulcanului de Caraci (din faza de Barza), deoarece sînt dispuse discordant peste formațiunile tortonianului superior și sarmațianului inferior.

Zăcămintele de silicolite de care ne ocupăm se găsesc intercalate în piroclastite andezitice grosiere, situate la un nivel stratigrafic similar cu cele menționate mai sus.

V. Erhan și M. Oniceanu (2) au semnalat prezența în aceste silicolite a următoarelor forme:

Terebra fuscata Brocc.
Turritella sp.
Turbonilla (*Pyrgolampras*) *mioperplicatula* Sacco
Alaba sp.

Autorii menționați au mai întîlnit de asemenea radiolari (*Spumelaria*) și bucăți silicifiate de *Pinus*. Paralelizarea stratigrafică s-a făcut prin comparație cu specii cunoscute în Bazinul Buituri. Acești autori au tras concluzia că jaspurile s-au format într-un mediu marin de mică adîncime—zona litorală a mării tortoniene—sub influența erupțiilor vulcanice submarine ce aveau loc în același timp cu depunerea materialului din care s-au format. După această concepție, zăcămintele de silicolite ar corespunde depozitării unui nivel de sedimentare din marea tortoniană sincron cu piroclastitele grosiere în care sînt cuprinse, ceea ce coboară vîrsta acestora din urmă în scara stratigrafică față de acelea din Bazinul Mesteacăn — Țebea. Ele ar deveni contemporane cu partea inferioară a zăcămîntului carbonifer, unde am arătat că lipsesc formațiuni vulcanogene.

---

[1] T. P. Ghițulescu și C. Graef, *Proiect de sistematizare a explorării la I. M. Barza*, Arh. I. M. Barza, 1961.

[2] *Rapoarte geologice asupra rezultatelor prospecțiunilor și explorărilor executate de D.G.P.E. în perioada 1954—1966*, Arh. I. M. Țebea.

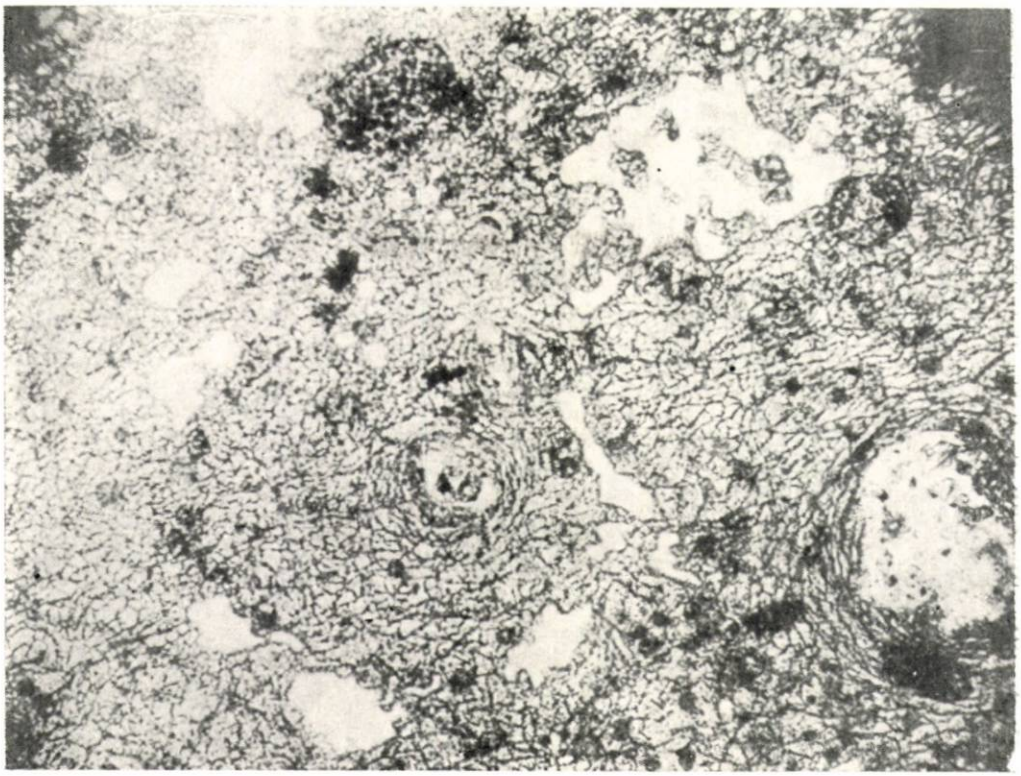


Fig. 3. — Opal cu structură crustificată. Nicoli II. Mărire 70×.

Fig. 4. — Mozaic de calcedonie (*C*) şi cuib de calcedonit fibros radiar (*C. f.*). Nicoli +. Mărire 130 ×.

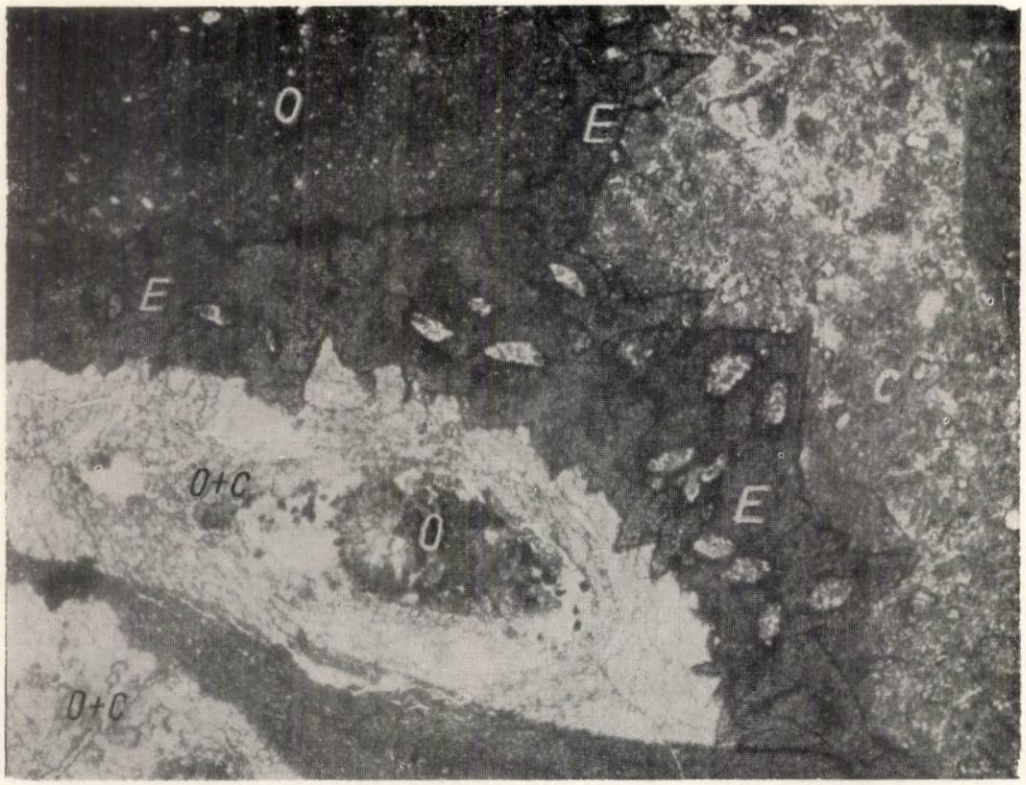


Fig. 5. — Venulă de epidot (*E*) străbătînd masa de opal (*O*) și calcedonit (*C*). Nicoli II. Mărire 70 ×.

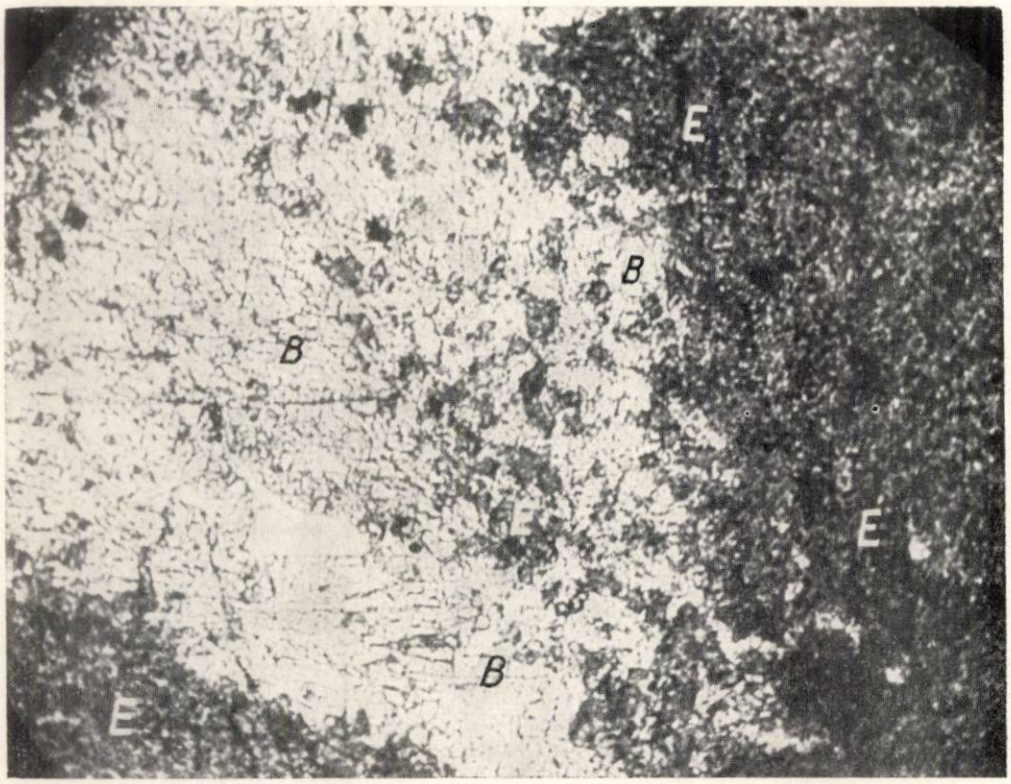


Fig. 6. — Baritină (*B*) mulînd sau înglobînd epidot (*E*). Nicoli II. Mărime 160 ×.

Fosilele pe care le-am recoltat din silicolite nu s-au prezentat într-o stare de conservare suficientă pentru a fi determinate specific și a aduce o contribuție la studiul paleontologic al formațiunii de silicolite. În cazul cînd această faună este realmente tortoniană, rămîne de stabilit dacă ea este autohtonă, deoarece în această privință apar îndoieli și probleme încă insuficient clarificate. În primul rînd observăm că silicolitele nu se găsesc în condițiile litologice corespunzătoare unui orizont de sedimentare marină normal dezvoltat, ci într-o masă puternică (200—300 m) de produse vulcanice, în care materialul terigen este infim. Ele nu sînt produsul unui vulcanism submarin, ci al vulcanismului de Barza. În al doilea rînd, fauna se găsește în silicolitele de culoare roșie-galbenă sau neagră, care formează o aglomerare într-unul din sectoare, dînd impresia că atît fosilele, cît și oxizii de fier, aluminiu și mangan au fost aduși de ape de pe uscatul învecinat. Geologic este posibil să admitem o astfel de ipoteză, deoarece, așa cum se vede în profilul 2, depozitele de silicolite fosilifere se găsesc în imediata apropiere a importantei falii a Crișului Alb, care la acea epocă a creat o denivelare prin ridicarea fundamentului tortonian situat la sud de ea. De altfel, fenomene de remaniere a sedimentelor tortoniene intervenite în sarmațian au fost semnalate și de Ion Mircea[3] în bazinul Mesteacăn—Brad, părînd a fi jucat un rol important într-un anumit moment din evoluția geologică a teritoriului; în așteptarea rezolvării acestor probleme, continuăm să reprezentăm profilul stratigrafic al Bazinului Brad în concepția fundamentată după datele de ansamblu cunoscute pînă în prezent, situînd erupția fazei vulcanice de Barza în sarmațian.

DEPOZITELE DE SILICOLITE

DESCRIERE GENERALĂ

Zăcămintele de silicolite din Dealul Măgura se prezintă ca formațiuni lentiliforme, intercalate între piroclastite andezitice grosiere. Ele nu formează un zăcămînt continuu, ci apar sub formă de petice izolate, de dimensiuni mai mult sau mai puțin importante. Două, cele mai întinse, se găsesc în imediata vecinătate a sanatoriului. Prima, la nord-vest, ocupă o suprafață de peste 10 ha și prezintă grosimi de mai mulți metri, fiind constituită din stînci masive de silicolite de culoare cenușiu-alburie, mai rar gălbuie sau neagră. Cea de-a doua, situată la nord-est de sanatoriu, are o întindere de circa 3 ha și atinge pe culme o grosime de aproape 30 m. Ea cuprinde silicolite intens colorate în roșu, galben, negru și conține fauna de gasteropode descrise. Celelalte apariții au dimensiuni mai reduse, iar parte din ele par a fi acumulări care au luat naștere prin remaniere și transport local.

Silicolitele cuprind o microfloră și o faună care au fost cercetate la Laboratorul de paleontologie al Universității din Cluj[4].

---

[3] *Rapoarte geologice asupra Bazinului Mesteacăn — Brad*, Arh. I. M. Ţebea, 1966.

[4] Autorii mulțumesc conf. N. Mészáros pentru contribuția sa la studiul faunei și florei recoltate.

Flora este formată din organisme unicelulare de tipul bacteriilor, algelor (fig. 13 și 14), criptogame vasculare și diverse resturi organice cu structuri celulare (fig. 16), amprente de fructe (fig. 15), cuticule, spori. De asemenea se găsesc frecvent trunchiuri silicifiate aparținînd genului *Pinus* (2).

Macrofauna amintită în sectorul nord-estic, destul de bogată, este reprezentată în special prin gasteropode de talie mijlocie (2—3 cm) și uneori mici (1—2 mm). Datorită silicifierii, ornamentațiile suprafeței cochiliilor au fost în mare măsură șterse, dar se mai recunosc încă striuri transversale, care străbat spirele paralel cu linia columelară. Peristomul este complet distrus la formele întîlnite pînă în prezent, ceea ce face incertă determinarea specifică. Unghiurile apicale ale unor gasteropode, la care am putut face această măsurătoare, sînt cuprinse între 21 și 35°.

Am reușit să determinăm generic *Cerithium* sp. (fig. 11), iar una dintre forme este probabil *Pleurotoma* sp. (fig. 12). S-au recoltat numai două mulaje externe de lamelibranhiate aparținînd genului *Ervilia*.

CONSTITUȚIA MINERALOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ A SILICOLITELOR

O caracteristică a silicolitelor studiate este marea varietate de culori și structuri pe care le prezintă diferitele formațiuni întîlnite. Din acest punct de vedere, am putut deosebi următoarele tipuri, asupra cărora s-au efectuat studii macro- și microscopice, care au fost analizate chimic. Analizele au fost executate la Laboratorul Gurabarza de către D. Ilica, M. Andrei și C. Maschek.

Jaspul roșu, compact, cu structură fină, spărtură concoidală, luciu de ceară opalescent, conține 78—82% SiO_2, din care 90—91% sub formă de opal, pierderea la calcinare de 1,5—2% reprezentînd în cea mai mare parte apa de constituție a opalului. În masa de opal s-au format separații de calcedonit cu structură radială și cu contur rotunjit, adesea în evantai sau ca un mozaic fin.

Opalul incolor are o textură crustificată, cu numeroase fisuri de construcție divers orientate. Opalul, colorat de la galben la portocaliu și brun opac în secțiuni subțiri, prezintă o structură grumelară, globulară sau concreționată, în benzi de culori diferite, însă de dimensiuni micronice, astfel încît macroscopic apare omogen.

Conținutul de Fe_2O_3 este foarte ridicat (13—16%), explicînd colorația roșie intens, iar cel de Al_2O_3 este de ordinul a 3%. Nu conține fosfor, deși în el se găsesc frecvente diatomee cu diametru de 20—40 μ, resturi silicifiate de gasteropode și alte fosile, amintite mai sus. Conținuturile de MnO, CaO, MgO sînt subunitare, cele de Zn, Cu și Pb mai mici sau egale cu clarckul normal, pe cînd cele de Sn, Cd și Ag arată o oarecare concentrare: Sb și As prezintă conținuturi de ordinul a 0,1%.

Greutatea specifică variază între 2,29 și 2,38, iar cea volumetrică între 2,18 și 2,20.

Jaspul galben-portocaliu-brun, apare intim asociat cu cel roșu, dar în cantități mai mici. Este mai puțin omogen, prezentînd separații sau venule alburii, cenușii sau roșietice. Cantitatea de SiO_2 este mare (84—90%), din care 90—92% este opal translucid, cu structură crustificată

(fig. 3), cu separaţii neregulate de calcedonit (fig. 4) şi cuarţină. Conţinutul de Fe_2O_3 este în jur de 10%, probabil sub formă de hidroxid, care imprimă culoarea galbenă a rocii. Cuprinde numeroase diatomee şi amprente de plante, probabil taluri de alge (fig. 13), celule ale unor frunze (fig. 14) sau capsule de spori (fig. 15), dar fosforul lipseşte; arsenul şi cuprul prezintă o oarecare concentrare. Conţinuturile de Al_2O_3 sînt de ordinul a 2,5%, MnO lipseşte, iar CaO şi MgO variază între 0,1 şi 0,2%. Greutăţile specifice şi volumetrice sînt de acelaşi ordin de mărime, între 2,2 şi 2,5.

Jaspul cenuşiu-alburiu are aspectul unei roci tufacee complet silicifiată, invadată de opal sau calcedonie. Unele părţi au aspect breciform şi sînt constituite din bucăţi de rocă de culoare albă mată, puţin poroase, prinse într-o pastă roşiatică datorită impregnaţiei opalului cu oxizi de fier, epidot (fig. 5) şi mici cristale prismatice de baritină (fig. 6). Din 92—94% SiO_2, 80—90% reprezintă opal cu structură grumelară sau opal limpede, în care se distinge conturul unor elemente prismatice alungite sau neregulate, care sînt părţile constituente ale unei roci intens silicifiate (fig. 7). Atît elementele, cît şi matricea apar substituite prin opal, calcedonie şi cuarţ. Suma Al_2O_3 este de circa 7%; se remarcă o creştere a conţinutului de stibiu şi arsen faţă de clarck. MnO şi P_2O_5 lipsesc, iar CaO şi MgO sînt de ordinul a 0,3%. Greutatea specifică este de 2,49, iar cea volumetrică de 2,07. Această varietate este, în general, lipsită de fosile, cu excepţia unor rare amprente de taluri de alge.

Jaspul cenuşiu cu nuanţe albăstrui sau brune prezintă un luciu sticlos, opalescent, cu venule mai deschise la culoare, spărtură concoidală, cu margini tăioase, uşor transparente. Iniţial a fost constituit din opal, cu structură globulară, care a trecut în proporţie de 50% în calcedonit şi cuarţină. Tranziţia de la gel la forma microcristalină este reprezentată printr-o structură concreţionată; fibrele de calcedonit de lîngă opal au dimensiuni micronice, dar în zonele următoare sînt dispuse radial şi din ce în ce mai bine dezvoltate, atingînd lungimi de zeci de microni. Prin mozaicul de calcedonit şi cuarţină străbat venule de opal şi calcedonit, care dovedesc că aportul de silice a continuat şi după degelificare. Resturile organice — taluri de alge — sînt foarte rare, ceea ce arată că precipitarea organică a jucat un rol cu totul subordonat faţă de substituţia şi depunerea anorganică. Conţinutul de SiO_2 este de 92,6%, cel de Al_2O_3 şi Fe_2O_3 de 2,06 şi respectiv 4,09%, cel de MgO de 0,25%, şi de CaO de 0,12%; MnO şi P_2O_5 lipsesc. Greutatea specifică şi cea volumetrică sînt egale cu 2,58; conţinuturile de As şi Sb depăşesc 0,1%, iar cele de Cu şi Sn sînt mai mari decît clarckul normal.

Calcedonia cenuşie deschis are spărtură neregulată spre concoidală sau aşchioasă. Analiza arată 92% SiO_2, reprezentat aproape exclusiv de calcedonit şi cuarţină, formînd un micromozaic străbătut de venule submilimetrice de cuarţină şi calcedonit (fig. 8). Se observă amprente de plante (fig. 16), pe alocuri apar venule brune fine de cuarţină şi calcedonit. Conţinuturile de Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO şi MgO sînt, respectiv, de 1,7, 5,3, 0,2, 0,10, şi 0,30%, iar cele de Sb şi As depăşesc 0,1%. De asemenea, conţinuturile de Sn şi Ag sînt deasupra clarckului normal.

Calcedonia mată, de culoare albă-lăptoasă, este o varietate semiporțelănoasă, cu spărtură plană, neregulată și cu muchii ascuțite, compusă dintr-un mozaic fin de calcedonit și depuneri simetrice de același mineral în venule subțiri. Conținutul de SiO_2 este de 91%, cel de Fe_2O_3 de 5,29%, iar cel de Al_2O_3 scade la 1,7%. Conținuturile de CaO și MgO sînt mici, respectiv de 0,20 și 0,39%. Greutatea specifică se ridică la 2,62, iar cea volumetrică este de 2,42.

Jaspul negru, cu spărtură concoidală și luciu de ceară, provine dintr-un tufit substituit integral prin opal.

Calcedonia neagră este constituită din calcedonit și cuarțină concrescute (fig. 9). Culoarea neagră este dată de oxizii de mangan (manganit), sub formă de concrețiuni sau mase floculare dispersate în masa calcedoniei (fig. 10). Studiul microscopic a arătat și prezența unor cristale micronice de pirită, marcasită și calcopirită.

GENEZA ZĂCĂMINTELOR DE SILICOLITE

După cum s-a arătat, zăcămintele studiate sînt cuprinse în piroclastitele grosiere ale fazei eruptive de Barza.

Substanța predominantă în compoziția mineralogică este silicea, care inițial a avut caracter de gel, dar ulterior a trecut parțial în calcedonit și cuarțină, fenomenul de degelificare putînd fi bine urmărit în secțiuni subțiri. În general, toți ceilalți oxizi se găsesc în proporție subordonată. Suma $CaO + MgO + MnO$ nu depășește 1%, iar conținutul în Al_2O_3 variază între 1,1 și 3,9%. Conținutul de Fe_2O_3 este în general de 4—6%, concentrațiile locale (10—16%) părînd a fi rezultatul unui aport exterior față de mediul în care s-au depus. Este de remarcat absența TiO_2, Na_2O, K_2O și P_2O_5; subliniem de asemenea prezența venulelor de epidot și baritină, concentrațiile relativ ridicate de Sb, As, precum și de unele elemente metalice. Această compoziție mineralogică și chimică este asemănătoare cu aceea a depozitelor silicioase generate de izvoare fierbinți de tipul gheizerelor cunoscute în Anzi, Yellowstone Park, Noua Zeelandă și Kamciatka și conduce la ideea că marea majoritate a substanțelor care compun zăcămintele de silicolite de care ne ocupăm constituie aportul unor izvoare de acel fel.

Structura rocilor și prezența fosilelor arată că mare parte din silicolite au luat naștere prin precipitare în mediul acvatic, însă o parte s-a format prin silicifierea metasomatică a piroclastitelor andezitice în care sînt cuprinse. Faptul că aceste din urmă silicolite au conținuturi de Al_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O și P_2O_5 mult mai reduse decît cele caracteristice piroclastitelor andezitice arată că acestea au suferit o dată cu silicifierea, o puternică levigare, produsă de soluții termale acide cu un pH scăzut; de altfel, în extremitatea estică a zăcămintelor, am recunoscut o arie de alterare hidrotermală a piroclastitelor, caracterizată prin levigare acidă și argilitizare.

Aportul de SiO_2 dovedește că izvoarele juvenile erau fierbinți, capacile de a avea o concentrație relativ crescută de H_2SiO_3 (6), (9). În conbuzie, se ajunge la ideea că silicolitele au fost generate de gheizerele

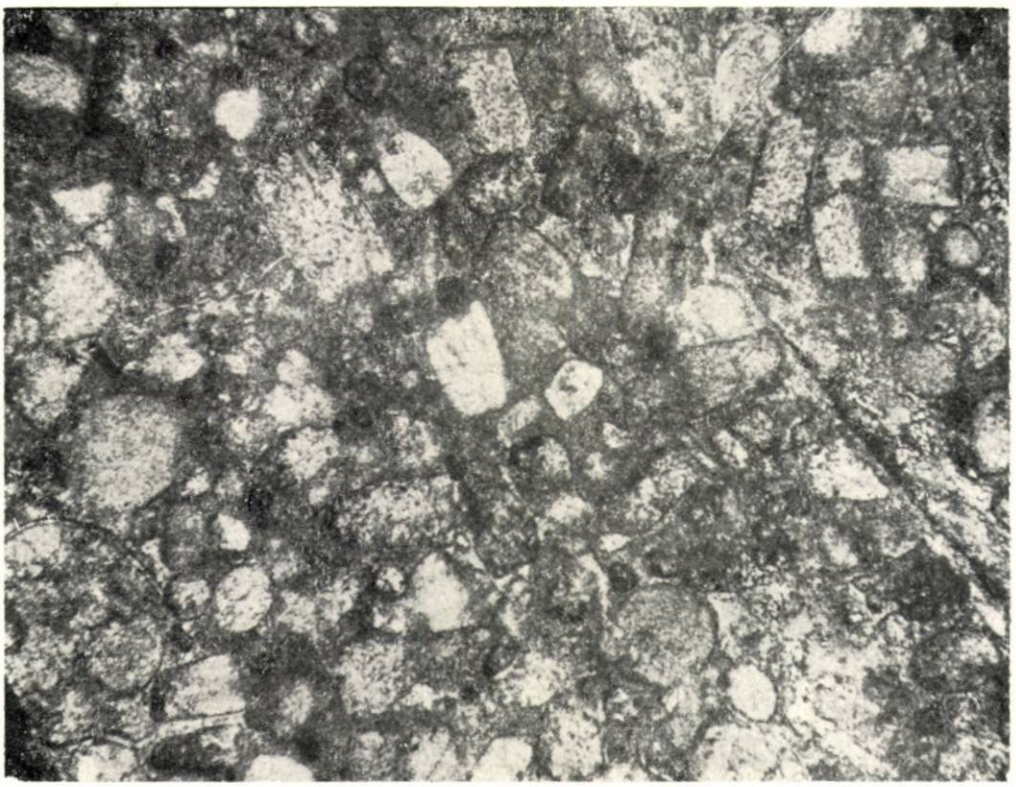


Fig. 7. — Tufit constituit din elemente rotunjite și prismatice substituite în întregime (elemente și matrice) prin opal. Nicoli II. Mărire 25×.

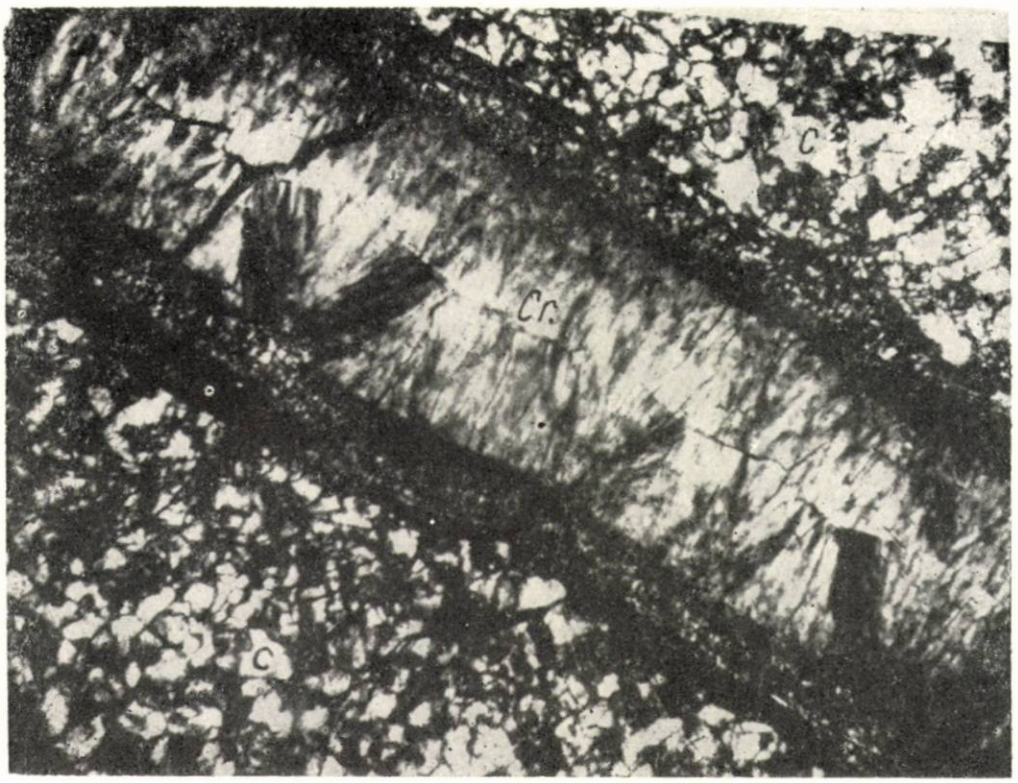


Fig. 8. — Micromozaic de calcedonit (*C*) străbătut de o venulă de calcedonit radiar (*C. r.*). Nicoli +. Mărire 140 ×.

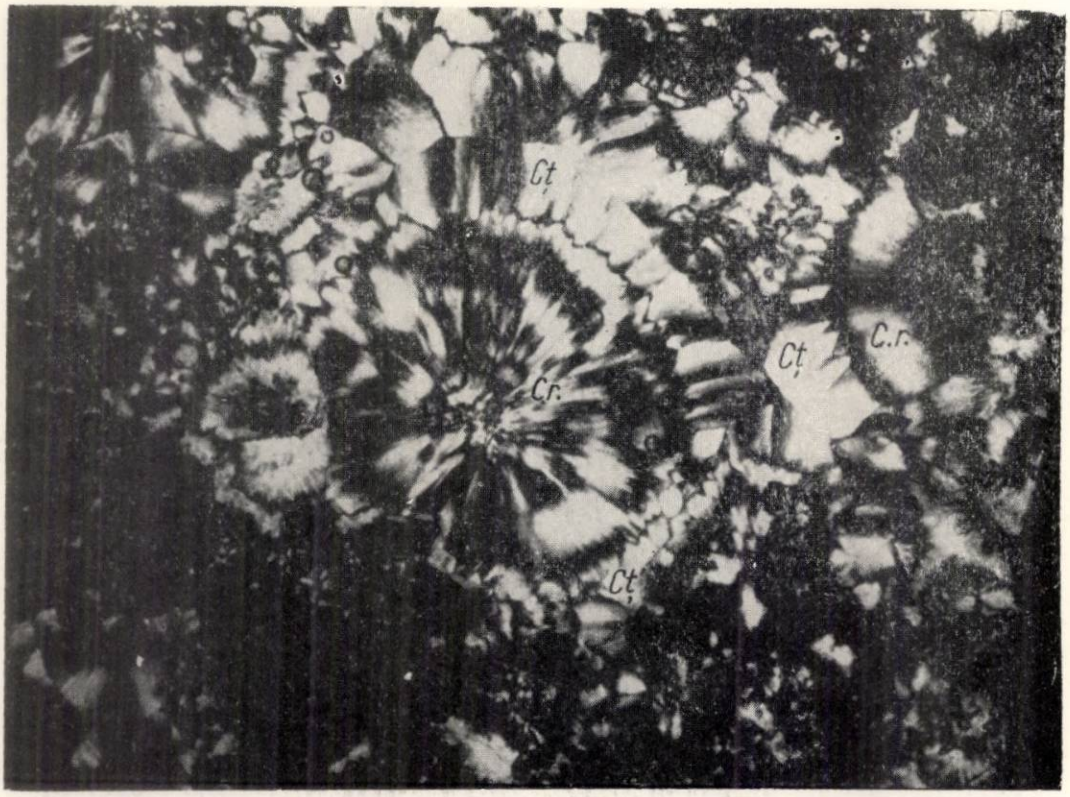


Fig. 9. — Sferolite de calcedonit fibros radiar (*C. r.*) şi cuarţină (*Ct.*). Nicoli +. Mărire 60×.

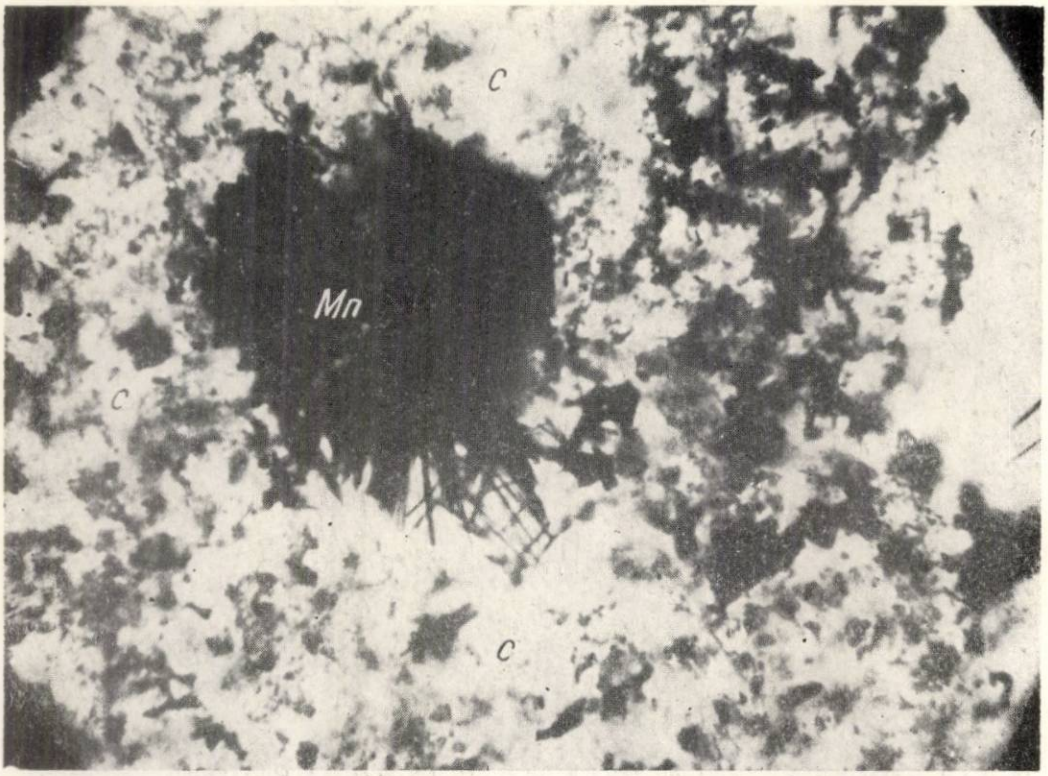


Fig. 10. — Concreţiune de manganit (Mn) constituită din cristale aciculare, concrescute în calcedonie (C). Nicoli II. Mărire 375 ×.

Fig. 11. — Ceriți înglobați în jasp roșu. Mărire 1,5 ×.

Fig. 12. — *Pleurotoma* sp. înglobată în jasp galben. Mărire 4 ×.

Fig. 13. — Micromozaic de calcedonit și separații de calcedonit fibros radiar, care cuprinde taluri de alge (A) și o impregnație fină de marcasită (*M*), substituind diatomee cu diametrul de 15—20 μ. Nicoli II. Mărire 140×.

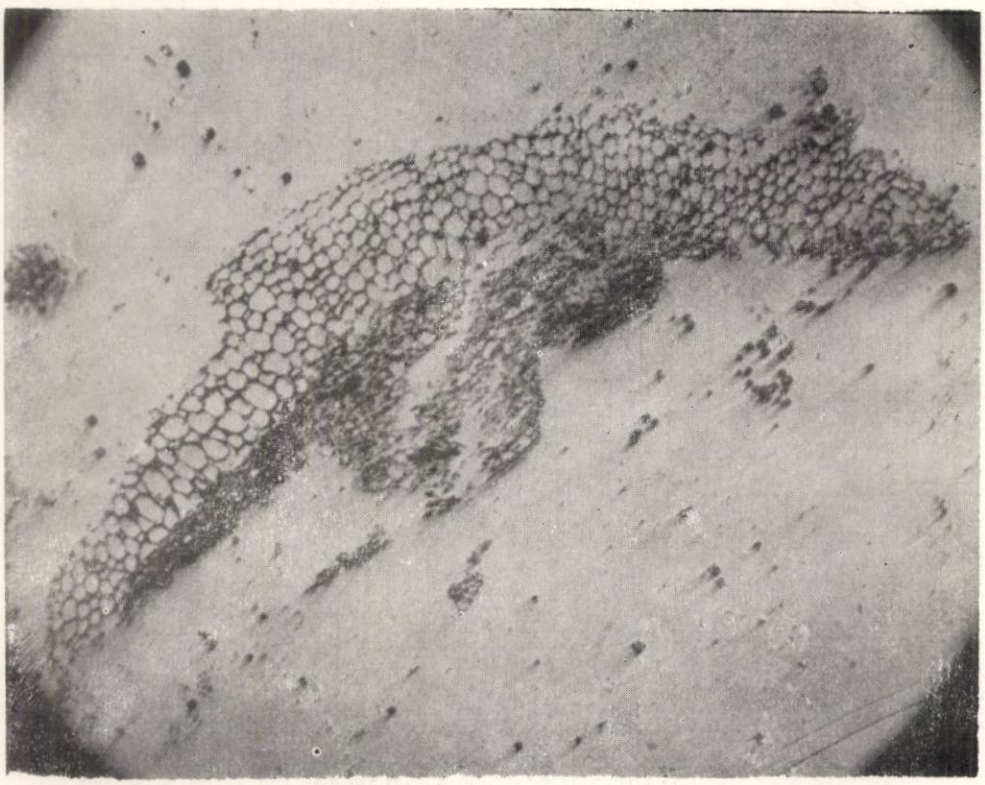


Fig. 14. — Amprentă de frunză (?) în micromozaic de calcedonie. Nicoli II. Mărire 60 ×.

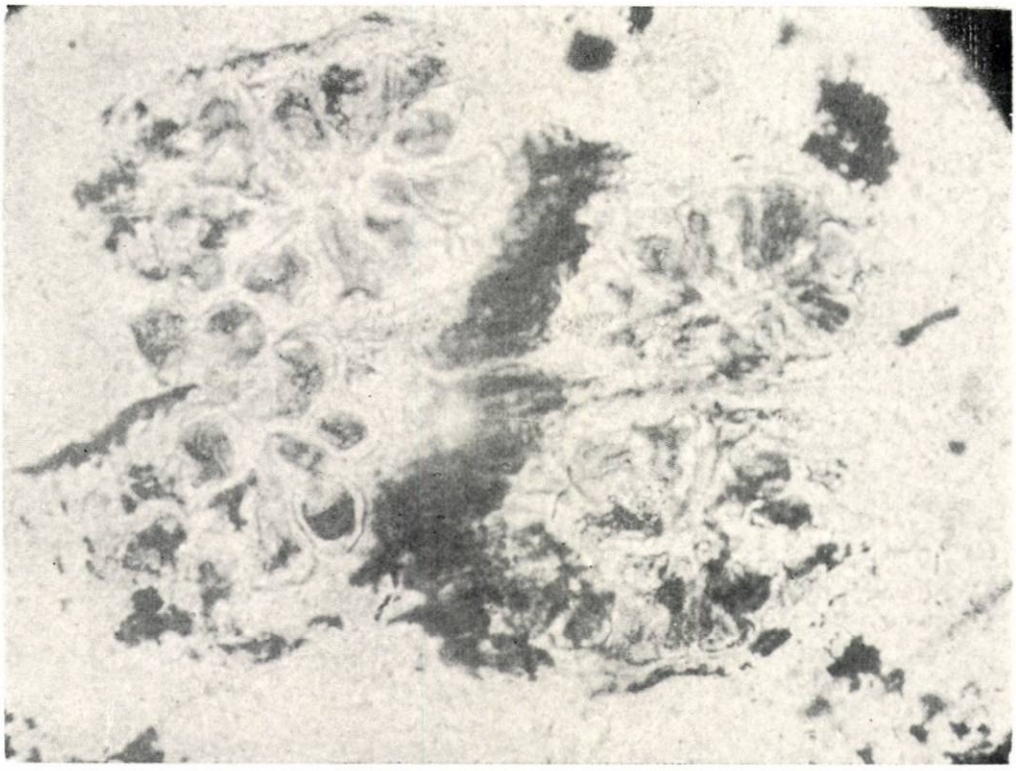


Fig. 15. — Amprenta unei tetrade de sporangi (?) în micromozaic de calcedonie. Nicoli II. Mărire 265×.

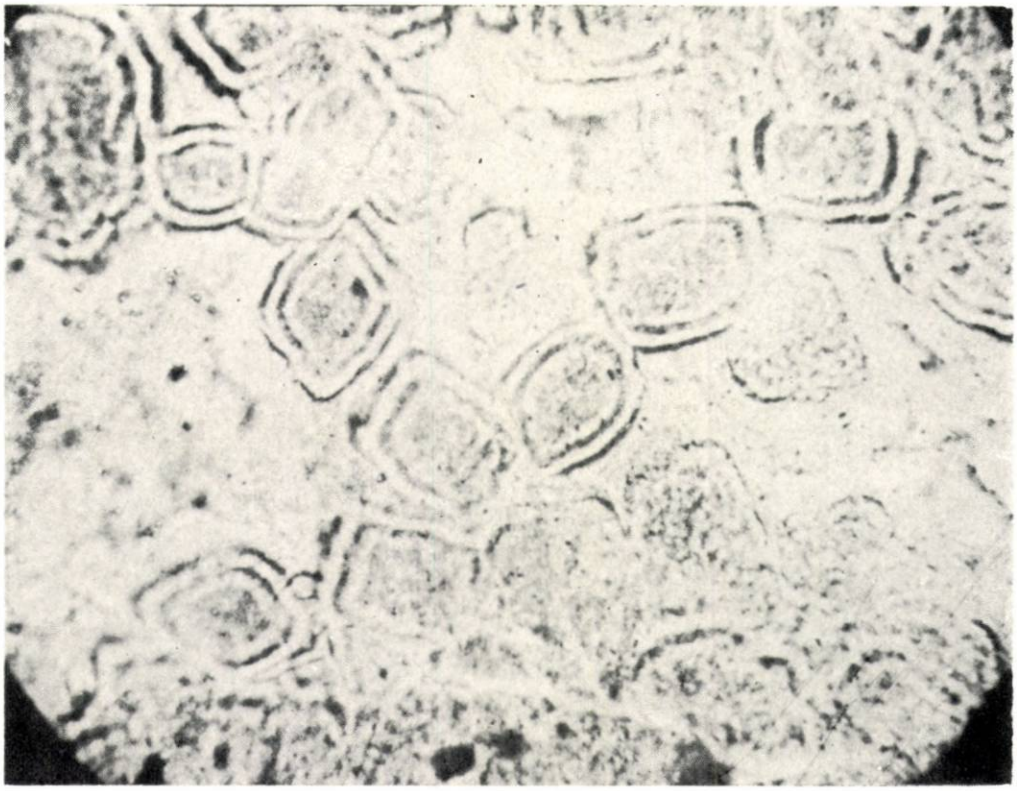


Fig. 16. — Amprente de plante (alge?) în cuarţină. Nicoli II. Mărire 375 ×.

fierbinți cu pH scăzut sau foarte scăzut. În acest sens pledează și prezența epidotului, precum și relativa concentrare de elemente metalice.

Legătura acestor gheizere cu vulcanismul neogen apare ca neîndoielnică, putînd fi considerată ca manifestare al unui ultim stadiu în evoluția vetrelor magmatice pe cale de răcire și de gazeificare (9). De obicei, astfel de gheizere sînt localizate la poalele vulcanilor (6), (9). În cazul de care ne ocupăm, vulcanul cel mai apropiat este cel de la Barza, al cărui neck se găsește la circa 5 km spre sud. Reconstituind arhitectura originală a acestui stratovulcan, în lungul unui profil prin transversala 1 Mai, valea Berzei și valea Schiaului, se ajunge la concluzia că înălțimea lui inițială a fost sensibil mai mare decît cea actuală și că poalele lui au putut fi cîndva pe locul unde se găsesc actualmente zăcăminte de silicolite. În timp, această situație ar corespunde fazei de maturitate a vulcanului, care a fost atinsă, după datele de pînă acum, către finele sarmațianului. Luînd în considerare volumul mare al depozitelor de silicolite (depășind astăzi peste 1 milion de m^3) și concentrația obișnuită de H_2SiO_3 în izvoarele de gheizere (6), trebuie să admitem că volumul de ape juvenile a fost foarte mare. Ele au putut forma unul sau mai multe lacuri, acoperind cel puțin aria în care se găsesc actualmente zăcămintele descrise. Desigur că, în această ipoteză genetică, o faună tortoniană trebuie considerată ca alohtonă, remaniată din sedimentele mai vechi.

În ipoteza emisă de V. Erhan și M. Oniceanu, izvoarele termale care au adus substanța silicioasă ar reprezenta o manifestare gheizeriană la începutul edificării vulcanilor din faza de Barza, caz mai puțin frecvent în vulcanism.

LES GISEMENTS DE SILICOLITHES DU BASSIN NÉOGÈNE DE BRAD

RÉSUMÉ

Les gisements de silicolithes dont nous nous occupons se trouvent dans les environs immédiats de Brad (figure 1) sous forme d'intercalations lenticulaires dans les couches de pyroclastites andésitiques de la IIIe phase volcanique néogène. Ils constituent des bancs dont l'épaisseur varie de 2 à 30 mètres, répandus sur une surface de quelques dizaines de hectares.

Du point de vue pétrographique on distingue des jaspes rouges, jaunes, oranges, noirs, gris bleuâtres ou gris bleu et de la calcédoiue, généralement de couleur gris clair. Dans la composition minéralogique des jaspes prédomine l'opale incolore ou coloré, passant graduellement à la calcédonite et à la quartzine. Ces deux minéraux constituent à eux-mêmes la calcédoine. Dans la constitution des jaspes et de la calcédoine entrent également quelques oxydes, de l'épidote et de la barytine.

Les analyses chimiques montrent la prédominance de la silice (80—92%) qui s'associe à Fe_2O_3 (4—16%) et à Al_2O_3 (1,1—3,9%), ainsi

qu'à une très faible proportion de CaO, MgO et MnO, dont la somme ne dépasse pas 1%. On remarque l'absence du TiO_2 et du P_2O_5. L'analyse spectrale a décélé la présence de quelques métaux et métalloides (Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, As, etc.).

L'origine de ces dépôts est due à des sources geysériennes de haute température, fonctionnant aux pieds du grand volcan de Barza et qui ont donné naissance à des lacs de grande étendue. Les eaux juvéniles, très acides, ont apporté la silice qui s'est précipitée sous forme de gel ou s'est substituée dans les pyroclastites. Ensuite, par voie de dégelification, ont pris naissance la calcédonite, la quartzine et le quartz.

Les silicolithes contiennent une faune de Gastéropodes (*Terebra fuscata* Brocc., *Turbionilla mioperplicatula* Sacco *Turritella* sp., *Cerithium* sp.) et puis des Diatomées, des Radiolares, des fruits, etc., généralement assez mal conservés; ce fait a soulevé une discussion concernant l'âge de ces dépôts ainsi que celui des pyroclastites dans lesquels ils sont intercallés.

BIBLIOGRAFIE

1. Antonescu E. și Mantea Gh., *Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița — Valea Bradului (Munții Metaliferi)*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII** (1964—1965).
2. Erhan V. și Oniceanu M., *Asupra prezenței tortonianului în regiunea de la nord-est de orașul Brad (Munții Metaliferi)*, Anal. șt. Univ. Iași, secția a II-a, 1965, **XI**.
3. Ghițulescu T. P. și Socolescu M., *Studiul geologic și minier al Munților Metaliferi*, An. Inst. geol., 1941, **XXI**.
4. Macarovici N., *Asupra faunei fosile din bazinul Brad, Baia de Criș (raionul Brad)*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, 1956, **II**.
5. — *Asupra miocenului din bazinul Brad (jud. Hunedoara)*, Rev. șt. „V. Adamache", 1945, **XXXI**, *1—2*, 100—102.
6. Naboko S. I., *Formarea hidrotermelor actuale și metamorfismul soluțiilor și rocilor*, în *Problemele vulcanismului*, Moscova, 1963.
7. Palfy M., *Geologische Verhältnisse und Erzgänge der Bergbaue d. siebenb. Erzgebirges*, Jahrbuch d. kgl. ung. geol. R.—A., 1912, **XVIII**, *4*.
8. Papiu Victor Corvin, *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. tehnică, București, 1960.
9. Rittman A., *Les volcans et leurs activité*, Paris, 1963.

Întreprinderea minieră Barza

Primit în redacție la 14 iunie 1967.

NOI CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA PRODUSELOR VULCANICE NEOGENE DIN REGIUNEA BĂIȚA — SĂCĂRÎMB (MUNȚII METALIFERI)

DE

G. CIOFLICA, R. JUDE, G. G. UDUBAȘA, GH. ISTRATE și GH. POPESCU

55(05)

Aspectele pe care le abordăm au o importanță deosebită pentru Munții Metaliferi atît din punct de vedere vulcanologic, cît și structural. Ele oferă elemente pentru o mai bună clarificare a principalelor momente ale desfășurării activității vulcanice și pentru conturarea unităților structurale care acoperă fundamentul preterțiar al zonelor de scufundare cu molasă și produse vulcanice neogene. Aceste elemente le-am examinat numai în linii generale, urmînd ca ele să fie detaliate într-o altă lucrare.

DATE GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE

Regiunea Băița — Săcărîmb reprezintă partea sud-estică a fosei tectono-vulcanice Brad — Săcărîmb și cuprinde depozite de molasă miocenă și produse vulcanice neogene ; acestea acoperă discordant fundamentul preterțiar.

MOLASA MIOCENĂ

După cum am arătat în unele lucrări anterioare (4), (5), molasa miocenă este constituită din complexul pietrișurilor de Almașu-Mare (helvețian terminal) și din complexul vulcanogen-sedimentar (tortonian-sarmațian inferior). În baza acesteia se află riodacitele de Băița și andezitele de Fața Băii (helvețian terminal), iar în partea sa superioară stă discordant masa principală de vulcanite (panonian *s.l.*), cu un caracter preponderent andezitic (fig. 1).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 77–92 București 1968

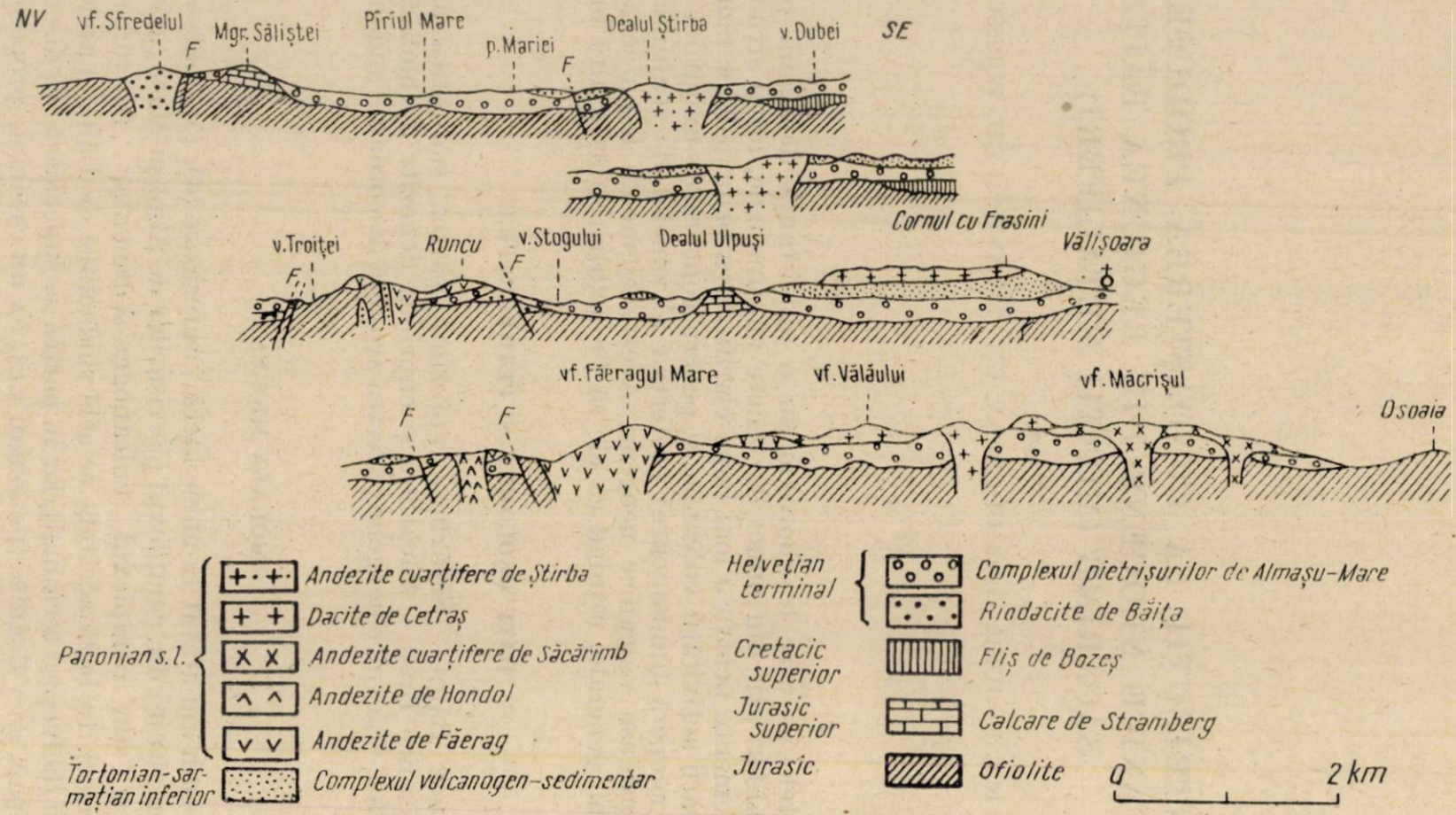


Fig. 1. — Secțiuni geologice în regiunea Băița — Săcărîmb.

Complexul pietrișurilor de Almașu-Mare acoperă un paleorelief format mai ales în depozitele mezozoice (fliș cretacic, calcare de Stramberg) și în ofiolitele jurasice — cretacice-inferioare; la sud de Săcărîmb, pietrișurile de Almașu-Mare stau direct pe fundamentul cristalin, care reprezintă continuarea la nord de valea Mureșului a seriei epimetamorfice din Poiana Ruscăi.

De fapt, complexul pietrișurilor de Almașu-Mare formează umplutura principală a acestei zone de scufundare și are cea mai largă extindere în suprafață. Structura sa trădează o sedimentare cu caracter haotic și numai în partea terminală se remarcă o stratificație bine exprimată. Culoarea roșcată, ca și absența produselor vulcanice și a faunei, constituie de asemenea particularități pentru complexul pietrișurilor de Almașu-Mare.

La alcătuirea acestui complex detritic participă pietrișuri, microconglomerate, gresii friabile, uneori micacee, cenușii sau roșcate, nisipuri argiloase și argile roșcate sau gălbui. Uneori, conglomeratele și gresiile din partea inferioară a complexului conțin elemente de riodacite (la sud-est de Măgura Săliștei și de Măgura Băiței, în galeria Grimm de la Troița și în transversala Făerag de la Hondol), remaniate din masa de riodacite de Băița, situată sub pietrișurile de Almașu-Mare. La Trestia, pe versantul stîng al pîrîului Ursului, și la Troița, pe pîrîul Peștereanului, între riodacitele de Băița și pietrișurile de Almașu-Mare apar tufite cu radiolari.

Complexul vulcanogen-sedimentar se dispune concordant peste complexul pietrișurilor de Almașu-Mare și cuprinde depozite extrem de variate din punct de vedere petrografic, formate mai ales în condiții subacvatice. El a constituit deja obiectul unei lucrări anterioare (4), dar cu referiri numai la regiunea Hărțăgani.

Principalele particularități ale acestor depozite, cărora le imprimă de fapt o anumită individualitate și le fac să contrasteze față de complexul pietrișurilor de Almașu-Mare, sînt: *a*) frecvența mare a cineritelor dacitice, fine și grosiere, și a aglomeratelor andezitice; *b*) apariția intercalațiilor de gipsuri și de cărbuni cu grosimi centimetrice și milimetrice; *c*) conținutul microfaunistic, mai puțin macrofaunistic, foarte variat și caracteristic, ceea ce a făcut posibilă biozonarea depozitelor (6); *d*) prezența asociației din zona cu „*bisphaericus*" în marnele cenușii situate imediat peste complexul pietrișurilor de Almașu-Mare, asociație care reprezintă un indicator prețios pentru trasarea limitei helvețian-tortonian (reamintim faptul că numeroasele probe colectate din nivelele argiloase ale complexului pietrișurilor de Almașu-Mare au fost sterile din punct de vedere paleontologic); *e*) culoarea cenușie a depozitelor.

Complexul vulcanogen-sedimentar apare sub forma unor benzi discontinue, în special la marginea curgerilor de andezite și dacite, unde au fost mai puțin expuse eroziunii. Într-o lucrare anterioară (4), acest complex a fost subdivizat, pe considerente litologice și paleontologice, în trei nivele, denumite de noi Ta, Tb, Tc; aceste nivele au fost urmărite în întreaga regiune cercetată, remarcîndu-se sporadic și prezența sarmațianului.

N i v e l u l i n f e r i o r (Ta) este constituit din marne cenușii, compacte, cinerite dacitice, fine și gresii micacee. Deasupra zonei cu „*bisphaericus*" se constată erupția de orbuline, caracteristică tortonianului inferior. La început, ele predomină cu autoritate, iar apoi, la partea supe-

rioară a nivelului, li se asociază numeroase specii de lagenide; în acest ultim caz, nota caracteristică este dată de *Robulus cassis*, *Planularia auris* și *Vaginulina legumen* (tabelul nr. 1).

Nivelul mediu (Tb) este alcătuit din marne argiloase cenușii, argilite cenușii și violacee, marne tufacee, gresii nisipoase și intercalații cărbunoase și de gips; caracteristice acestui nivel sînt intercalațiile de cinerite dacitice, fine și grosiere, uneori cu grosimi importante. Din punct de vedere paleontologic remarcăm o puternică sărăcire a conținutului microfaunistic, probabil datorită condițiilor abiotice. Dintre foraminifere mai persistă cîteva globigerine mici, aparținînd în general speciei *Globorotalia mayeri*, care uneori se găsește în exclusivitate.

Nivelul superior (Tc) este format dintr-o alternanță de marne, gresii calcaroase, calcare cu *Lithothamnium*, brecii cu elemente eterogene și importante produse piroclastice (cinerite fine și grosiere, aglomerate cu elemente de andezite cuarțifere cu hornblendă, aglomerate dacitice, aglomerate cu elemente de andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit), care predomină la partea superioară.

În acest nivel se observă o revenire a abundenței de microfaună, în care anomalinidele, uvigerinele și buliminele predomină; punctele de aflorare a șisturilor cu radiolari și a marnelor cu *Spirialis* sînt importante pentru corelări cu bazinul dacic. La partea superioară a acestui nivel, deasupra calcarelor cu *Lithothamnium*, la nord de Dealul Draica, a fost întîlnită o asociație de microfaună cu afinități pentru buglovian, fapt menționat într-o lucrare anterioară (4).

Dacă în nivelul inferior macrofauna identificată nu este caracteristică, în schimb cea întîlnită în nivelul superior (4) atestă vîrsta tortonian-superioară a depozitelor, fiind astfel în acord cu datele micropaleontologice. Interesant este de remarcat că la partea superioară a complexului vulcanogen-sedimentar se găsesc gresii cuarțoase tufitice, alb-gălbui, argile foioase, uneori nisipoase și marne calcaroase, albicioase, cu intercalații tufitice.

Gresiile cuarțoase tufitice și argilele foioase apar în Dealul Dumbrăvița și stau pe aglomerate dacitice și pe dacite cu biotit. Argilele foioase conțin hidrobii și reprezintă probabil un sarmațian; aceste argile sînt acoperite discordant de curgerile de dacite de Cîinel. Din marnele calcaroase de la sud de Dealul Cepturar (Săcărîmb) au fost colectate formele: *Modiolus sarmaticus*, *Syndesmia reflexa*, *Ervilia dissita* cf. *andrussovi*, *Cardium* cf. *vindobonense* și *C. politioanei*, care indică prezența sarmațianului inferior [1].

Prin urmare, complexul vulcanogen-sedimentar, bine caracterizat litologic, micro- și macropaleontologic, s-a format în intervalul de timp corespunzător tortonian-sarmațianului inferior; acest fapt constituie un element important pentru datarea principalelor momente de manifestare a activității vulcanice.

PRODUSE VULCANICE NEOGENE

Produsele vulcanice neogene cuprind: *a*) andezite de Fața Băii și riodacite de Băița (helvețian terminal), situate în baza molasei miocene;

[1] Macrofauna a fost determinată de Fl. Marinescu căruia îi aducem mulțumiri.

Tabelul nr. 1

Frecvența microfaunei în depozitele tortoniene din regiunea Băița – Săcărîmb

Specia \ Nivelul	Ta	Tb	Tc
Bathysiphon taurinensis Sacco			×
Ammodiscus incertus d'Orb.	×		×
Textularia concava Karrer			×
Spiroplectammina carinata (d'Orb.)	×		×
Spiroplectammina scagligera Lucz.			×
Bigeneria nodosaria d'Orb.	×		×
Martinottiella communis (d'Orb.)	×		×
Pseudoclavulina rudis (Costa)	×		
Karreriella brady (Cushman)	×		×
Karreriella gaudryinoides (Forn.)	×		×
? *Triplasia* sp.	×		
Sigmoilina cf. *granulata* Lucz.			×
Sigmoilina tenuis (Cjzj.)			×
Robulus calcar (L.)	×		
Robulus cassis (F. et M.)	×		
Robulus cultratus Montfort	×		
Robulus orbicularis (d'Orb.)	×		
Robulus vortex (F. et M.)	×		×
Planularia auris Defr.	×		
Vaginulina legumen (L.)	×		
Marginulina glabra d'Orb.	×		
Marginulina hirsuta d'Orb.	×		×
Marginulina pediformis Bron.	×		×
Dentalina mucronata Neugeboren	×		×
Nodosaria obliquata (Batsch)	×		
Nodosaria raphanistrum (L.)	×		
Lagena striata (d'Orb.)			×
Glandulina laevigata (d'Orb.)	×		×
Guttulina communis (d'Orb.)	×		
Nonion granosus d'Orb.			×
Nonion pompilioides (F. et M.)			×
Nonion soldanii (d'Orb.)	×		×
Bolivinoides miocenicus Gianotti	×		
Plectofrondicularia vaughani Cushman	×		×
Bulimina aculeata d'Orb.			×
Bulimina affinis d'Orb.			×
Bulimina elongata d'Orb.			×
Bulimina inflata Seg.	×		×
Reusella spinulosa (Reuss)			×
Angulogerina angulosa Williamson			×
Uvigerina asperula Cjzj.			×
Uvigerina bononiensis Form.			×
Uvigerina macrocarinata (P. et T.)	×		
Bolivina alata (Seg.)	×		×
Virgulina schreibersiana Cjzj.	×		×
Pleurostomella alternans Schwager	×		×
Gyroidina soldanii d'Orb.			×
Eponides schreibersi (d'Orb.)	×		×
Hoeglundina elegans d'Orb.			×
Missisippina neagui Popescu			×
Ehrenbergina sp.			×
Allomorphina macrostoma Karrer		×	×
Chilostomella oolina Schw.	×		×
Chilostomella ovoidea Reuss	×		×
Pullenia bulloides d'Orb.	×	×	×
Pullenia quinquelobata Reuss			×

(Tabelul nr. 1 continuare)

Specia \ Nivelul	Ta	Tb	Tc
Sphaeroidina bulloides d'Orb.			×
Globigerina bulloides d'Orb.	×	×	×
Globigerina concinna Reuss			×
Globigerina foliata Bolli	×		
Globigerinoides bisphaericus Todd	×		
Globigerinoides transitorius Blow	×		
Globigerinoides trilobus (Reuss)	×	×	×
Candorbulina universa Jedl.	×	×	×
Orbulina universa d'Orb.	×	×	×
Globorotalia cf. *barrisanensis* Le Roy	×	×	
Globorotalia mayeri Cushman et Parker	×	×	
Globorotalia premenardii Cush. et Stainfort	×	×	
Globorotalia scitula (Brady)	×		
Globoquadina altispira Cushman	×		
Anomalina grosserugosa (Gümbel)	×		×
Cibicides dutemplei (d'Orb.)	×		
Cibicides lobatulus (W. et J.)	×		×
Cibicides mexicanus (Nuttall.)			×
Cibicides pseudoungerianus Cushman	×		
Cibicides ungerianus (d'Orb.)	×		×
Radiolari		×	
Spirialis			×

b) cinerite dacitice, fine și grosiere, dacite de tip Dumbrăvița și aglomerate andezitice din cadrul complexului vulcanogen-sedimentar (tortonian—sarmațian inferior), discutate deja în capitolul precedent; *c*) andezite și dacite (panonian *s.l.*), care acoperă discordant molasa miocenă.

Andezitele de Fața Băii reprezintă produsele primelor manifestări ale activității vulcanice miocene, fiind acoperite, în parte, de pietrișurile de Almașu-Mare. Ele se dezvoltă la nord de Băița, unde apar de fapt principalele centre de erupție: Afin, Măgura Băii și Pleașa. În Dealul Măgulicea se găsesc două lambouri, iar la sud de Dumbrăvița, la Ormindea, un stîlp. Elemente de andezite de Fața Băii sînt remaniate în complexul vulcanogen-sedimentar de la Hărțăgani și Ormindea.

Andezitele de Fața Băii sînt constituite din feldspat plagioclaz și hornblendă resorbită; cuarțul apare destul de rar, nefiind semnificativ. În masa fundamentală, microcristalină, oxizii de fier au o frecvență mare, imprimînd rocii o nuanță violacee. Deosebit de caracteristic este faciesul carbonatic, prin care fenocristalele de feldspat plagioclaz și hornblenda sînt substituite cu calcit.

Riodacitele de Băița ocupă suprafețe relativ restrînse, fiind în mare parte acoperite de pietrișurile de Almașu-Mare; ele stau pe un relief format în ofiolitele mezozoice.

Masa cea mai importantă de riodacite apare între Măgura Băiței și Troița, fiind produsă de aparatul vulcanic din vîrful Sfredel. Apariții similare de riodacite se găsesc în valea Dumbravelor (Trestia) și în valea

Făeragului (Certejul de Sus). La sud de Dealul Mialu apar dykeuri de riodacite, care au fost conturate în lucrările miniere de la Troița.

Riodacitele sînt alcătuite din fenocristale de feldspat plagioclaz (25—35% An, valori obținute prin 120 de determinări la masa universală Fedorov) și cuarț, în general corodat, înglobate într-o masă vitrofirică sau microcristalină de cuarț și feldspat. Importante sînt transformările hidrotermale care au condus la apariția faciesului cu sericit și mai ales a faciesului cu adular. Procesul de îmbogățire secundară în potasiu (7,80% K_2O) afectează atît riodacitele, cît și piroclastitele verzui și compacte, asociate lor. Aceste aspecte au fost menționate de unii dintre noi într-o lucrare anterioară [2].

Depozitele de molasă (helvețian terminal — sarmațian inferior) sînt acoperite discordant de *curgerile de andezite* și *dacite* (panonian *s.l.*), care reprezintă masa cea mai importantă de produse vulcanice tinere, atît ca extindere în suprafață, cît și ca volum. În partea centrală a acestei zone de scufundare, unde sînt concentrate cele mai multe aparate vulcanice, curgerile de lavă sînt bine conservate și formează o masă compactă. În extremitatea nord-vestică și în cea sud-estică, ele au fost fragmentate de eroziune și apar sub forma unor mici lambouri.

Masa de vulcanite panoniene cuprinde andezite de Făerag, andezite de Hondol, andezite de Barza, andezite cuarțifere de Săcărîmb, andezite cuarțifere de Sarcău, dacite de Cîinel, dacite de Cetraș, andezite cuarțifere de Știrba și andezite de Zîmbrița ; la acestea se adaugă unele dykeuri de andezite cu hornblendă bazaltică cu extindere redusă, care, împreună cu andezitele de Zîmbrița, reprezintă ultima secvență vulcanică în regiune.

Andezitele de Făerag formează importante curgeri de lavă în partea sud-vestică a regiunii, între Troița și Hondol, unde acoperă discordant pietrișurile de Almașu-Mare și complexul vulcanogen-sedimentar. Principalele centre vulcanice, care au dat curgerile de andezite și piroclastitele asociate lor, sînt în vîrfurile Făeragul Mare, Măcieșul și Teascul, precum și în valea Troița, la est de confluența sa cu pîrîul Pițigușului ; în valea Dumbravelor sînt alte două canale de emisie a lavelor.

Deosebit de interesante sînt coloanele de brecie de explozie din vîrful Măcieșul cu elemente de andezite de Făerag, străbătute de stîlpi de andezite de Hondol [3]. Acestea pun în evidență evenimente, în prima parte cu aspecte explozive, care au dus la formarea unor vulcani compuși, unde se remarcă o mică deplasare laterală a axei de erupție (fig. 2).

Andezitele de Făerag sînt alcătuite din fenocristale de feldspat plagioclaz (50—63% An) și hornblendă verde, uneori resorbită, prinse într-o masă fundamentală sticloasă sau microcristalină.

Andezitele de Hondol urmează în succesiune și apar în valea Hondolului și în Dealul Stogul, formînd stîlpi vulcanici și curgeri de lavă. La Băiaga, în versantul stîng al văii Hondolului, cercetările recente [4] au pus în evidență un corp subvulcanic de andezite în masa pietrișurilor de

[2] G. Cioflica și G. G. Udubașa, *Studiul mineralizației polimetalice de la Troița (Munții Metaliferi)*, Arh. Inst. geol.-geogr. al Academiei, 1963.

[3] Breciile de explozie au fost conturate și în lucrările miniere.

[4] Lidia Bonea, Gh. Coteață și P. Haiduc, *Considerații asupra corpului subvulcanic Băiaga și mineralizațiile legate de el*, Com. Sesiunea șt. T.P.E.M., 1965.

Almașu-Mare. Ele se dezvoltă, de asemenea, în regiunea Măgura Toplița, unde formează un dyke (circa 2 km lungime) în masa curgerilor de andezite de Făerag și un stîlp care străbate coloana de brecie din vîrful Măcieșul.

Caracteristice pentru andezitul de Hondol sînt asociația feldspatului plagioclaz (30—55% An) cu hornblendă verde, de regulă resorbită, cu puțin biotit și cuarț, precum și o masă fundamentală microcristalină; dintre mineralele accesorii, menționăm apatitul.

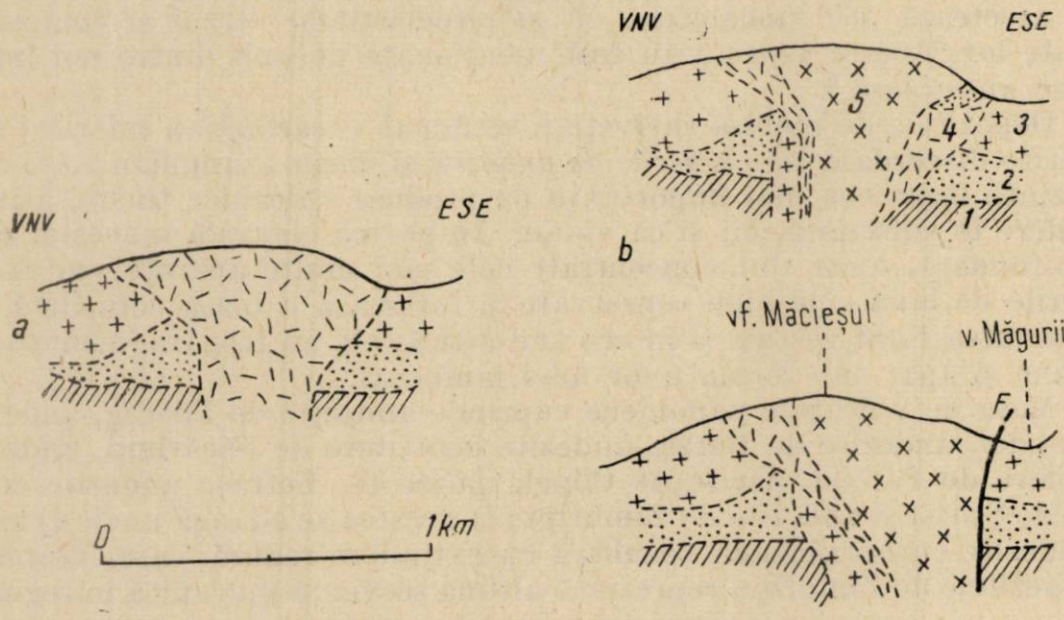


Fig. 2. — Evoluția aparatului vulcanic din Dealul Măcieșul.

a, Aspectul inițial al coșului cu brecie de explozie (elemente de andezite de Făerag); *b*, aspectul final, după formarea stîlpului de andezite de Hondol. Se remarcă deplasarea laterală a axei de erupție, ca și rolul faliei în regenerarea centrului de erupție.

1, Fundamentul preterțiar; *2*, molasă miocenă; *3*, andezite de Făerag; *4*, brecie de explozie cu elemente de andezite de Făerag; *5*, andezite de Hondol; *F*, falie.

Andezitele de Barza se întîlnesc la nord de Ormindea și Vàlișoara, în Dealurile Fofeze și Muncelul, reprezentînd extremitatea sudică a importantelor curgeri de lavă date de aparatele vulcanice din bazinul văii Crișului Alb. Curgerile de andezite și piroclastite asociate lor acoperă discordant pietrișurile de Almașu-Mare și depozitele tortoniene din cadrul complexului vulcanogen-sedimentar (fig. 3); la est de Dumbrăvița (Ormindea), andezitele de Barza stau pe sarmațian.

În andezitele de Barza apar fenocristale de feldspat plagioclaz (40—55% An) și hornblendă verde, în parte resorbită, cărora li se asociază piroxen (augit, hipersten), dar cu frecvență redusă. Masa fundamentală este microcristalină.

Andezitele cuarțifere de Săcărîmb ocupă o suprafață relativ mare în partea sud-estică a regiunii, între valea Voia și Săcărîmb, unde formează o masă compactă de curgeri de lavă, care acoperă pietrișurile de Almașu-Mare; la sud de Săcărîmb, între Dealurile Cepturar și Ledișoiu, andezitele formează mici lambouri, care stau discordant pe pietrișurile de Almașu-Mare, pe complexul vulcanogen-sedimentar și pe cristalinul epimetamorfic din Pîrîul Rece de la Vărmaga. Un caz interesant apare în Dealul Cepturar, unde curgerile de andezite de Săcărîmb acoperă un relief format

în pietrişurile de Almaşu-Mare (helveţian terminal) şi în depozitele aparţinînd tortonianului şi sarmaţianului inferior.

Canalele de emisie a lavelor sînt concentrate mai ales în regiunea Săcărîmb şi la sud de Voia, unde se remarcă o oarecare regularitate în ceea ce priveşte distribuţia lor în spaţiu. Principalul crater se află la Săcărîmb, a cărui stare de conservare este relativ bună în comparaţie cu

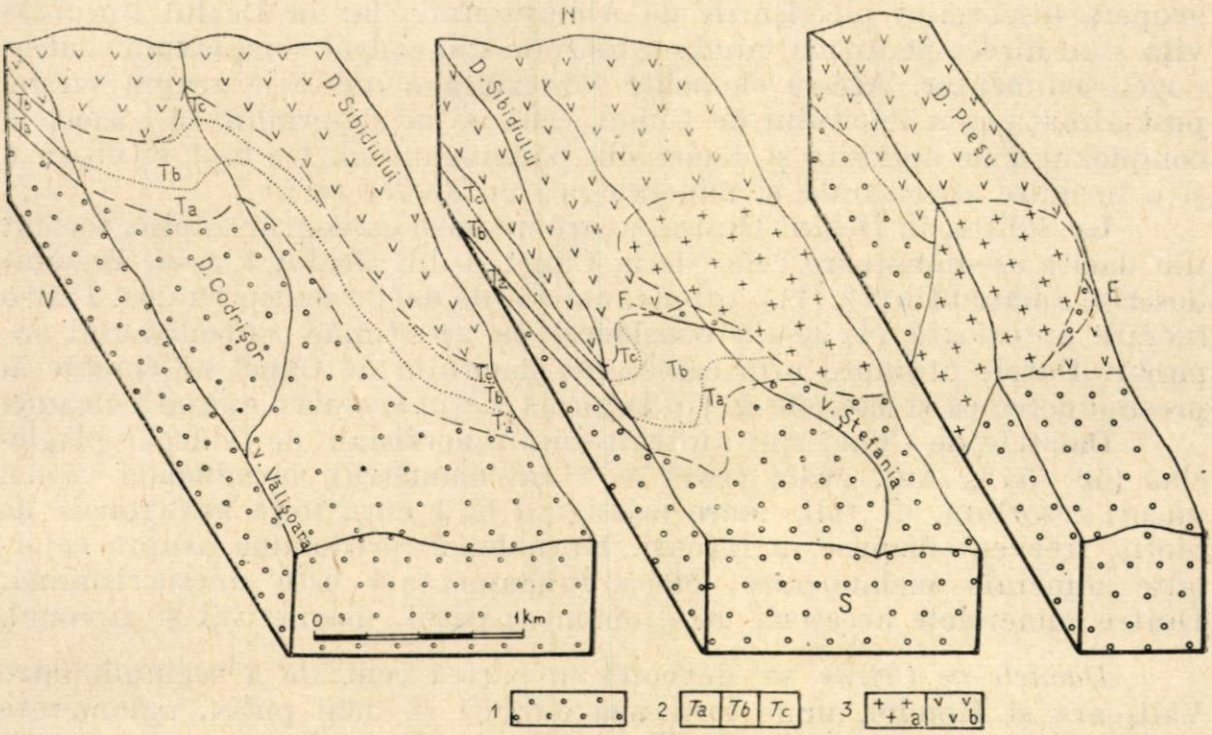


Fig. 3. — Detaliu în regiunea Vălişoara — Ormindea ilustrînd poziţia andezitelor de Barza în raport cu molasa miocenă.

1, Complexul pietrişurilor de Almaşu-Mare (helveţian terminal); *2*, depozite tortoniene (Ta, nivelul inferior; Tb, nivelul mediu; Tc, nivelul superior); *3*, andezite de Barza (*a*, stîlp; *b*, curgere).

restul aparatelor vulcanice din această regiune; morfologia şi structura acestuia au făcut obiectul unei lucrări anterioare (12). Alte centre de emisie a lavelor se găsesc în Dealul Haitău, Dealul Goronişte (la sud de Sarcău), vîrful Ancii, în valea Şesii (afluent al văii Voia), în vîrful Măcriş şi la nord-vest de vîrful Presecilor.

Andezitele de Săcărîmb se caracterizează prin asocierea fenocristalelor de feldspat plagioclaz (40—58% An) cu hornblendă, obişnuit de talie mare şi resorbită, cu foiţe hexagonale de biotit (în proporţii destul de variabile) şi cu cuarţ, uneori corodat; mai puţin semnificativ este augitul, de talie mică, ce apare numai sporadic în masa fundamentală microcristalină. Ca mineral accesoriu se întîlneşte apatitul. În general frecvenţa fenocristalelor în pastă este relativ mare.

Andezitele cuarţifere de Sarcău reprezintă un aspect particular al andezitelor de Săcărîmb, datorită importanţei pe care o cîştigă augitul, atît ca frecvenţă, cît şi ca dimensiuni, alături de feldspatul plagioclaz (45—60% An), hornblendă, adesea resorbită, biotit şi cuarţ. Masa fundamentală este microcristalină; apatitul este prezent şi în acest caz.

Centrul de manifestare a activității vulcanice se găsește în vîrful Sarcău; curgerile de andezite cuarțifere au o extindere relativ redusă și acoperă pietrișurile de Almașu-Mare și, probabil, lavele de andezite cuarțifere de Săcărîmb.

Dacitele de Cîinel sînt bine dezvoltate la Cîinelul de Sus, unde apare un important centru de activitate vulcanică. Lavele emise de acest vulcan acoperă discordant pietrișurile de Almașu-Mare, iar în Dealul Dumbrăvița stau direct pe sarmațianul cu hidrobi din cadrul complexului vulcanogen-sedimentar. Aceste elemente reprezintă o indicație asupra vîrstei postsarmațiene a dacitului de Cîinel, ceea ce ne determină să-l asociem complexului de andezite și dacite din panonianul *s.l.* De fapt se observă și o înrudire structurală și mineralogică cu aceste roci.

La Săliște, în Dealul Draica, apare un corp cu contur eliptic, format din dacite asemănătoare celor de la Cîinel și din Dealul Pleașa. Ele sînt descrise amănunțit (7), (11), sub denumirea de dacite de tip Draica. Într-o lucrare anterioară (4) le-am considerat ca aparținînd tortonianului superior. Datele obținute prin cercetarea dacitului de Cîinel ne conduc la presupunerea că și dacitele de tip Draica aparțin aceluiași episod vulcanic.

Dacitele de Cîinel sînt alcătuite din fenocristale de feldspat plagioclaz (50—55% An), cuarț (pînă la 1 cm diametru), hornblendă verde, uneori resorbită, de talie mare (ajungînd la 1 cm), foițe hexagonale de biotit, frecvent dispuse în fișicuri. Hornblenda predomină asupra celorlalte minerale melanocrate. Masa fundamentală este microcristalină. Dintre mineralele accesorii menționăm apatitul, magnetitul și zirconul.

Dacitele de Cetraș se dezvoltă în partea centrală a regiunii, între Vălișoara și Hondol, unde formează curgeri și, mai puțin, aglomerate care stau discordant pe pietrișurile de Almașu-Mare și pe complexul vulcanogen-sedimentar; în partea estică și cea sudică, curgerile de dacite acoperă andezitele de Hondol și andezitele cuarțifere de Săcărîmb.

Principalele centre de activitate vulcanică sînt în vîrfurile Cetraș-Momeasa, Buha, Găunoasa și Dealul Coasta Mare. Caracterele mineralogice ale dacitelor, ca și aspectele morfologice, duc la acceptarea existenței canalelor de alimentare în aceste puncte.

Pentru dacitele de Cetraș este caracteristică asociația fenocristalelor de cuarț, adesea violacee, de talie mare (pînă la 1 cm diametru), și de feldspat plagioclaz (45—51% An) cu hornblendă verde, în parte resorbită, și cu foițe hexagonale de biotit (adesea grupate în fișicuri); masa fundamentală este microlitică și cuprinde feldspat plagioclaz, hornblendă verde, iar în Dealul Momeasa chiar augit. Dintre mineralele accesorii, menționăm apatitul.

Andezitele cuarțifere de Știrba formează un stîlp cu contur eliptic în Dealurile Gurguieți și Știrba, unde străbat ofiolitele mezozoice, pietrișurile de Almașu-Mare și complexul vulcanogen-sedimentar. Ele sînt înrudite cu dacitele de Cetraș, de care se diferențiază prin frecvența mai redusă, prin dimensiunile mai mici ale cuarțului și prin apariția sporadică a foițelor de biotit; feldspatul plagioclaz este mai bazic (48—55% An). Hornblenda verde și masa fundamentală microlitică prezintă aceleași caractere ca și în dacite.

Andezitele de Zîmbrița au o dezvoltare relativ redusă. Ele apar în Dealul Zîmbrița de la Hărțăgani, unde se găsește centrul de activitate vulcanică; lambourile de andezite și aglomeratele de la vest de Zîmbrița, care stau discordant pe complexul vulcanogen-sedimentar, sînt produse de acest canal de alimentare. Aglomeratele de Zîmbrița din pîrîul Știrba conțin elemente de dacite de Cetraș.

La Săcărîmb, în Dealul Calvaria, apar curgeri de andezite asemănătoare cu cele din Dealul Zîmbrița. Centrul de emisie a lavelor se găsește probabil în zona vîrfului cu cota 876. Aspectele structurale ale acestor produse vulcanice au făcut obiectul unei lucrări anterioare [5].

Andezitele de Zîmbrița sînt constituite din fenocristale de feldspat plagioclaz (58—63% An) și hornblendă verde, mai rar brună, adesea resorbită, la care se asociază cristale de augit și foițe de biotit. Masa fundamentală este microlitică și conține feldspat plagioclaz, augit, hornblendă, deseori evidențiind o textură glomeroporfirică. Ca mineral accesoriu, apatitul este cel mai caracteristic.

EVOLUȚIA ACTIVITĂȚII VULCANICE

Din examinarea produselor vulcanice și a relațiilor acestora cu molasa miocenă, evoluția desfășurării activității vulcanice cu principalele ei momente apare suficient de clară. Procesele vulcanice s-au desfășurat ritmic, dar cu o dezvoltare neuniformă în cadrul fosei tectono-vulcanice Brad — Săcărîmb, într-un interval de timp relativ mare (helvețian terminal-panonian).

Prima secvență se caracterizează prin emisii de andezite de Fața Băii și riodacite de Băița; prezența piroclastitelor riodacitice constituie o indicație pentru unele aspecte explozive ale acestui moment de activitate vulcanică.

Masa de riodacite stă discordant pe ofiolitele mezozoice și este acoperită de tufite cu radiolari și de pietrișurile de Almașu-Mare; conglomeratele și gresiile din partea bazală a acestor depozite remaniază elemente de riodacite.

Poziția geometrică a produselor vulcanice în raport cu complexul vulcanogen-sedimentar, bine datat microfaunistic, și asocierea lor cu conglomeratele de Fața Băii din bazinul miocen Zlatna — Almașu-Mare (7) sînt indicații care ne-au determinat să atribuim acestei prime emisii de lave vîrsta helvețian terminal (4). Considerăm că aceste produse ar aparține unui moment independent de activitate vulcanică, moment în care s-a desfășurat vulcanismul stiric vechi.

Cea de-a doua secvență a avut un caracter puternic exploziv, generînd un volum mare de produse piroclastice cu caracter dacitic și andezitic; lavele au o dezvoltare redusă (dacitele de tip Dumbrăvița de la Ormindea). Acest al doilea moment de activitate vulcanică s-a desfășurat în tortonian-sarmațian inferior, iar produsele sale imprimă o notă particulară complexului vulcanogen-sedimentar. Produsele vulcanice din com-

[5] G. Cioflica și G. G. Udubașa, *Structura corpurilor vulcanice din regiunea Săcărîmb (Munții Metaliferi)*, Com. Sesiunea șt. Inst. geol.-geogr., 1962.

plexul vulcanogen-sedimentar, excluzînd unele aspecte provenite prin remaniere din nivele inferioare, ar reprezenta concretizarea momentului de activitate a vulcanismului stiric nou.

Cele două momente de manifestare a activității vulcanice sînt separate printr-un interval de timp relativ scurt, care ar corespunde etapei de formare a complexului pietrișurilor de Almașu-Mare, cînd fenomenele vulcanice n-au activat.

A treia secvență se caracterizează printr-un vulcanism preponderent andezitic (vulcanismul attic), care s-a manifestat în panonian *s.l.*, după o etapă de eroziune intensă. Produsele acestei activități vulcanice acoperă discordant complexul vulcanogen-sedimentar, complexul pietrișurilor de Almașu-Mare și formațiunile preterțiare. „Placa" de vulcanite este alcătuită din andezite de Făerag, andezite de Hondol, andezite de Barza, andezite cuarțifere de Săcărîmb, andezite cuarțifere de Sarcău, dacite de Cîinel, dacite de Cetraș și andezite cuarțifere de Știrba.

Volumul de produse vulcanice emis în acest interval de timp este important; noi îl considerăm ca fiind concretizarea momentului de maximă intensitate a activității vulcanice care a dat curgeri largi de andezite și dacite, adesea asociate cu aglomerate. De fapt, și funcția metalogenetică, ca și metamorfismul hidrotermal, s-a manifestat, în principal, în legătură cu activitatea acestei secvențe; mineralizațiile (auro-argentiferă, sulfuri polimetalice, cuprifere) și faciesurile metamorfismului hidrotermal (faciesul propilitic cu andezin, faciesul cu sericit, faciesul cu adular, faciesul argilitic) sînt localizate în rocile aparținînd celor trei secvențe, urmărind mai ales distribuția în spațiu a stîlpilor și a corpurilor subvulcanice.

Secvența a patra a dat curgeri de andezite de Zîmbrița și dykeuri de andezite cu hornblendă bazaltică. Curgerile de andezite stau discordant pe formațiunile anterioare și conțin elemente de dacite de Cetraș. Apariția acestor produse a avut loc la sfîrșitul panonianului, o dată cu a andezitelor de Rotunda, bine dezvoltate la Roșia Montană; bazaltele de tip Detunata și Bretea (7), care au centrele de emisie în afara regiunii cercetate, încheie activitatea vulcanică, probabil la începutul cuaternarului.

DISTRIBUȚIA ÎN SPAȚIU A CORPURILOR VULCANICE

Produsele vulcanice și molasa miocenă formează în ansamblu două unități structurale majore, suprapuse, care acoperă fundamentul preterțiar al zonei de scufundare Brad — Săcărîmb (4).

Unitatea inferioară cuprinde produsele primelor manifestări vulcanice neogene (andezite de Fața Băii, riodacite de Băița), complexul pietrișurilor de Almașu-Mare și complexul vulcanogen-sedimentar, corespunzînd intervalului de timp helvețian terminal-sarmațian inferior. Ea acoperă un paleorelief format în fundamentul preterțiar (depozite cretacice, calcare jurasice, ofiolite mezozoice, cristalin) și suportă discordant unitatea superioară, datorită eroziunii evoluate care a avut ca efect fragmentarea și modelarea sa. Produsele vulcanice din interiorul acestei unități se află la partea sa inferioară și la cea superioară, fiind separate prin complexul pietrișurilor de Almașu-Mare; formarea acestui complex corespunde unui interval de întrerupere a manifestărilor vulcanice.

Unitatea superioară este alcătuită din produsele vulcanice cele mai tinere (panonian *s.l.*), corespunzînd ultimelor două secvențe, în care curgerile de andezite și chiar de dacite au o largă extindere în suprafață; depozitele sedimentare apar sporadic.

Interesantă este tendința spre o oarecare regularitate în ceea ce privește distribuția în spațiu a stîlpilor și dykeurilor aparținînd unității structurale superioare (fig. 4). Aceasta trădează existența unor sisteme de dislocații, mai ales transversale și cu o dispoziție în releu, care au afectat unitatea structurală inferioară și fundamentul; ele au avut un rol deosebit în desfășurarea în timp și în spațiu a activității vulcanice. Există elemente suficiente pentru a presupune că o parte dintre liniile de dislocație au fost reactivate, dar informațiile sînt reduse asupra fracturilor care au favorizat, probabil, apariția produselor vulcanice aparținînd primelor două secvențe.

Andezitele de Făerag sînt concentrate în partea vestică a regiunii. O parte dintre canalele de alimentare se dispun în lungul aliniamentului Măgura — Măcieșul, orientat N—S, oarecum identice cu principalele linii tectonice. În afara aliniamentului se află stîlpii din vîrfurile Făeragul și Teascul.

Stîlpii de andezite de Hondol și de andezite cuarțifere de Săcărîmb apar în partea sud-estică, fiind localizați în principal pe două aliniamente (NV — SE): *a*) Săcărîmb — Haitău — Sarcău — Hondol — Stogul și *b*) vîrful Ancii — Măcrișul. Dykeul de andezite de Hondol de la Măgura este orientat paralel cu aliniamentul de andezite de Făerag; linia tectonică din partea estică a acestui aliniament a contribuit la regenerarea canalului de alimentare Măcieșul.

Centrele de emisie ale dacitelor de Cîinel sînt dispuse pe aliniamentul Draica — Cîinel, ca o continuare spre nord-vest a aliniamentului de andezite cuarțifere vîrful Ancii — Măcrișul.

Dacitele de Cetraș se dezvoltă mai ales în partea nordică a regiunii, iar canalele lor de alimentare formează trei aliniamente principale, orientate în general N—S, cu unele ramificații laterale: *a*) Știrba — vîrful Bulzului; *b*) Găunoasa — Cetrașul — vîrful Duba — Cerburea, cu două ramificații laterale, una spre nord-vest și alta spre sud-est; *c*) Coasta Mare — Buha. Intersecția mai multor aliniamente în zona cu vîrfurile Cetraș — Momeasa a putut influența, probabil, apariția aparatului vulcanic Cetraș.

Urmărind în ansamblu distribuția în spațiu a stîlpilor și dykeurilor aparținînd unității structurale superioare, se remarcă următoarele aspecte:

— migrarea vulcanismului din partea sud-vestică, unde apar centrele de emisie a vulcanitelor mai bazice și mai timpurii (andezite de Făerag), spre partea nord-estică, unde se află canalele de alimentare ale produselor mai acide și mai tardive (dacite); paralelismul cu liniile tectonice se menține în toate cazurile;

— formarea aparatelor vulcanice, dispuse pe aliniamente, s-a realizat în mod succesiv, ca urmare a deschiderii treptate a fracturilor;

— în mod obișnuit, aparatele vulcanice au o structură relativ simplă și sînt monoaxiale; cu totul excepțional se întîlnesc aparate vulcanice compuse, biaxiale, la care se observă o migrare laterală a axei de erupție (Măcieșul, Teascul).

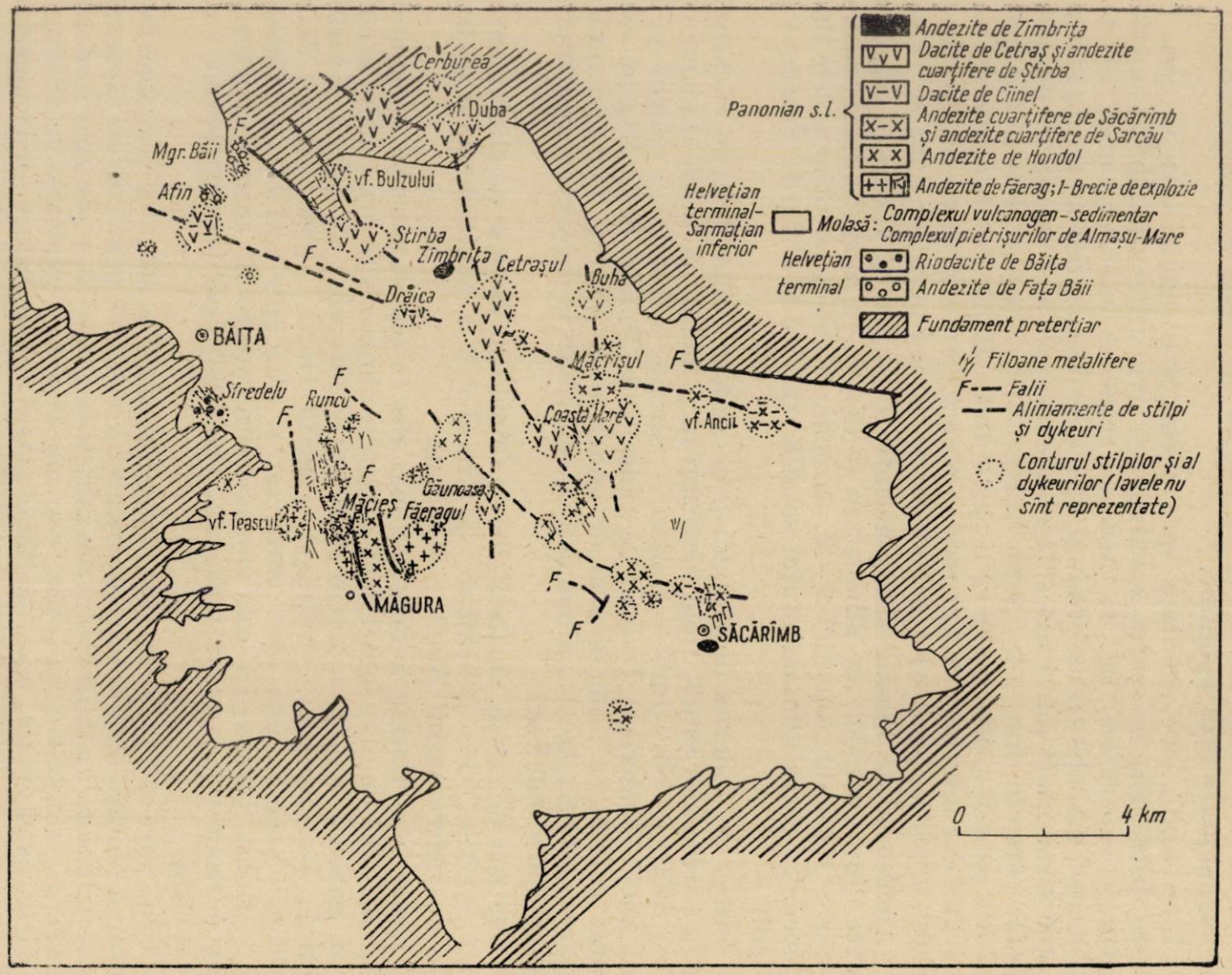


Fig. 4. — Schiţă structurală a regiunii Băiţa — Săcărîmb la nivelul molasei miocene.

NEW DATA ON THE NEOGENE VOLCANIC PRODUCTS IN THE BĂIȚA – SĂCĂRÎMB AREA (METALLIFEROUS MOUNTAINS)

ABSTRACT

The volcanic activity in the Băița – Săcărîmb area (Metalliferous Mts.) developed rhythmically and during a comparatively long period of time (late Helvetian – Pannonian). The volcanic products, belonging to four sequences, develop at the level of the Miocene molasse or cover it unconformably.

Generally, the volcanic products and the Miocene molasse form two major, superposed structural units, which overlie the pre-tertiary basement (Cretaceous deposits, Jurassic limestones, Mesozoic ophiolites, crystalline schists).

The inferior unit comprises the products of the first volcanic sequence (andesites with hornblende, rhyodacites), the complex of the Almașul Mare – gravels, and the volcanogenous-sedimentary complex, corresponding to the late Helvetian-Lower Sarmatian period. The volcanogenous-sedimentary complex is made up of fine and coarse cinerites, andesitic agglomerates and dacites which belong to the second volcanic sequence (Tortonian – Lower Sarmatian); the sedimentary formations, in which the volcanic products are inserted, were dated macro- and microfaunistically.

The superior unit, lying unconformably with the first one, is made up of the latest volcanic products (Pannonian *sensu lato*) which correspond to the third sequence (andesites with hornblende, quartz-bearing andesites, dacites) and to the fourth sequence (andesites with hornblende and pyroxene, andesites with basaltic hornblende). The amount of volcanic products emitted during the third stage is very important and corresponds to the period of highest intensity in the volcanic activity. As a matter of fact, both the metallogenetic function and the hydrothermal metamorphism appeared mainly in connection with the activity of this sequence.

By studying the spatial distribution of necks and dykes as a whole, we may observe their close connection to the main dislocation directions. A migration of the volcanism from the south-western part, where the emission centers of the earlier and more basic volcanites appear, towards the north-east, where are situated the supply canals of the later and more acid products, is also to be noticed. The formation of eruptive bodies disposed on alignments took place successively as a result of the gradual opening of fractures.

BIBLIOGRAFIE

1. Antonescu E. și Mantea Gh., *Asupra vîrstei piroclastitelor din zona Ribița – valea Bradului (Munții Metaliferi)*, Dări de seamă Inst. geol., 1966, **LII** (1964–1965), *1*.
2. Bobier C. et Glangeaud L., *Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez*, Bull. Soc. Géol. France, 1959, seria a 7-a, **I**, *8*.

3. Cioflica G., Lazăr C. și Udubașa G. G., *Unele particularități structurale ale complexului filonian de la Stănija (Munții Metaliferi)*, St. și cerc. geol., 1962, *2*.
4. Cioflica G., Istrate Gh., Popescu Gh. și Udubașa G. G., *Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani — Trestia (Munții Metaliferi)*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
5. Cioflica G., Jude R. și Udubașa G. G., *Caracterele structurale și mineralogice ale complexelor filoniene de la Măgura — Troița (Munții Metaliferi)*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.
6. Cioflica Gianina și Popescu Gh., *Biozonarea depozitelor tortoniene din Bazinul Brad — Săcărîmb*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.
7. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Étude géologique et minière des Monts Métalliferes (Quadrilatère aurifère et régions environnantes*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **XXI**.
8. Ghițuleseu T. P. și Borcoș M., *Încadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi*, St. și cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.
9. Glangeaud L., Bobier C., Dumesnil P., Létolle R., Lepvrier C. et Vignerou. M., *Géochronologie et évolution paléomagnétique, géochimique, pétrologique et tectonophysique du massif volcanique du Mont-Dore (France)*, Bull. Soc. Géol. France, 1965, seria a 7-a, **VII**, *6*.
10. Glangeaud M. et Létolle R., *La théorie des deux magmas fondamentaux dans le volcanisme intracontinental et d'évolution géochimique des laves du Mont-Dore (France)*, Geologische Rundschau, 1966, **55**, *2*.
11. Ianovici V., *Étude pétrographique et chimique des dacites de Draica (départ. de Hunedoara)*, Anal. Sci. Univ. Jassy, 1938, **XXIV**, *2*.
12. Rădulescu D., *Observațiuni asupra structurii aparatului vulcanic de la Săcărîmb*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat., 1956, *10*.
13. Rittmann A., *Les volcans et leur activité*, Paris, 1963.

Institutul de geologie și geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România.

Primit în redacție la 29 iunie 1967.

OBSERVAȚII ÎN LEGĂTURĂ CU DETERMINAREA CONDIȚIILOR TERMODINAMICE DE FORMARE A UNOR ZONE MINERALIZATE ȘI A UNOR ZĂCĂMINTE HIDROTERMALE DIN MUNȚII METALIFERI (II)

DE

M. BORCOȘ

55 (05)

Lucrarea reprezintă continuarea studiilor geotermometrice începute în regiunea Munților Apuseni din anul 1962 și aduce date noi privind condițiile genetice de formare a mineralizațiilor din cîteva zăcăminte importante, deschise prin lucrările miniere de explorare și exploatare în sectoarele Barza, Almaș — Stănija, Roșia Montană, Baia-de-Arieș, ca și în unele sectoare în curs de exploatare, cum ar fi acelea de la Bucuresci — Rovina, Bulza, Draica și Birtin.

Pe baza rezultatelor obținute se fac unele considerații asupra regimului termic al soluțiilor hidrotermale în care s-au desfășurat procesele, apreciindu-se totodată atît limitele de temperatură pentru cele mai importante stadii ale activității, cît și temperatura de formare a principalelor minerale metalice și de gangă. De asemenea, se demonstrează că zăcămintele hidrotermale legate de activitatea vulcanismului neogen din Munții Metaliferi s-au format la o temperatură mai ridicată, depășind cu mult limita inferioară admisă de W. Lindgren categoriei corespunzătoare de zăcăminte epitermale, formate în aceleași condiții genetice.

Cercetările paleogeotermometrice efectuate în 1965 de Tr. Idriceanu, V. Erhan și M. Oniceanu în sectorul Bucium-Izbita conduc la aceleași rezultate.

CARACTERELE GENERALE ALE MINERALIZAȚIEI

Cu excepția sectorului Birtin, unde nu s-a stabilit cu precizie vîrsta mineralizației, în celelalte zone cercetate mineralizația este legată de evoluția magmatismului subsecvent tardiv alpin, ca un episod al acestei evoluții, manifestat la finele celui de-al doilea ciclu

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13, nr. 1, p. 93—110 București 1968

de erupții, căruia, în contrast cu celelalte două cicluri, îi imprimă un caracter metalogenetic pregnant (6), (7), (11). În cuprinsul Munților Metaliferi, această metalogeneză se manifestă în cea mai mare parte după fazele erupțiilor de andezite cuarțifere de tip Barza și Porcurea — Săcărîmb și în mod subordonat după acelea ale dacitelor de Cetraș (6).

Mineralizația are un caracter predominant auro-argentifer. Cu toate că T. P. Ghițulescu atrage atenția pentru prima dată asupra existenței în regiunea Munților Metaliferi a unei variații primare a mineralizației pe verticală și pe orizontală (5), (6), aceasta în general nu a mai fost menționată în cercetările care au urmat. În cîteva cazuri (Săcărîmb, Zlatna) se evidențiază un conținut mai ridicat de sulfuri polimetalice în părțile inferioare ale zăcămintelor, ceea ce imprimă mineralizației un caracter plumbo-zincifer sau cuprifer, dar la care se asociază în permanență și aurul. Constatarea făcută de T. P. Ghițulescu cu privire la variația primară a mineralizației pe verticală corespunde regularității observate la toate zăcămintele auro-argentifere din Munții Apuseni privind ordinea în succesiunea de mineralizare. Aceasta coincide cu repartiția pe verticală a principalelor minerale metalice, în sensul că părțile superioare ale zăcămintelor au fost în majoritatea cazurilor cele mai bogate în telururi și aur nativ, nivel sub care se dezvoltă o zonă cu pirite și arseno-pirite aurifere, cu aur și arsen nativ, la care se asociază de cele mai multe ori și sulfuri de Zn, Pb și Cu. În părțile inferioare ale zăcămintelor, raportul dintre pirită, pirită arseniferă și sulfuri se menține, dar conținuturile de aur scad, iar prezența aurului nativ este cu totul sporadică. Această dispoziție a paragenezelor de minerale metalice, care se desfășoară în limitele unei zone cu caracter unitar — pregnant auro-argentifer —, s-ar putea să nu reflecte exact și să nu corespundă întru totul noțiunii de variație primară a mineralizației pe verticală sau de zonalitate, în sensul înțeles de W. H. Emmons.

Cu totul izolat, mineralizația plumbo-zinciferă sau cea cupriferă se dezvoltă masiv; în asemenea situații, de felul celor întîlnite la Deva și Baia-de-Arieș, nu este încă lămurită pe deplin poziția pe care o ocupă aceste zăcăminte în succesiunea procesului general de mineralizare. Nu este exclus ca această mineralizație să reprezinte probabil o fază aparte, cu caractere geochimice deosebite, formată în condiții termodinamice diferite de cele ale mineralizației auro-argentifere.

În majoritatea cazurilor, în regiunea Munților Metaliferi mineralizația auro-argentiferă dispare în adîncime, fără a-și schimba caracterul pe verticală, trecînd într-o zonă sterilă cuarțo-calcitică sau silicifiată, formată în primele stadii de activitate hidrotermală.

Mineralizația este cantonată mai ales în structurile vulcanice și subvulcanice; se cunosc însă o serie de cazuri cînd acestea se dezvoltă la fel de caracteristic și în formațiunile sedimentare ale fundamentului. Formele de zăcămînt sînt dintre cele mai diverse; domină aspectul filonian, însoțit de corpuri lenticulare sau neregulate, ca impregnații sau mase compacte, uneori de natură metasomatică.

Din datele existente apreciem că produsele activității hidrotermale s-au desfășurat vertical în principalele structuri pe un interval care nu depășește 1 500 m (11). S-a dedus de asemenea că activitatea hidrotermală la nivelul proceselor de mineralizare în stadiul auro-argentifer sau al for-

mării sulfurilor polimetalice nu a avut loc la o adîncime prea mare față de suprafață. Aceasta se poate estima că variază între 1 500 și 2 000 m.

Mineralizația din sectorul Birtin, care probabil se asociază magmatismului banatitic, are un caracter plumbo-zincifer pregnant și se dezvoltă în corpuri eruptive hipoabisice (6). Și în acest caz se constată că faza propriu-zisă de mineralizare, în care s-au format principalele acumulări de minerale metalice, a fost precedată de fenomene de metamorfism hidrotermal, manifestate în stadiile de propilitizare și argilizare — sericitizare ale activității hidrotermale.

Legătura paragenetică dintre mineralizație și rocile eruptive în care aceasta este cantonată — diorite și granodiorite — indică condiții de formare de mai mare adîncime, probabil în jurul a 3 000 m de suprafață.

STUDIUL INCLUZIUNILOR LICHIDE

Determinările temperaturilor de formare s-au făcut direct, prin metoda omogenizării sistemului gaz-lichid din incluziunile lichide primare, și indirect, prin decripitare, în primul caz folosindu-se o masă de încălzire Boetzius pînă la 360°C. Pentru caracterizarea principalelor stadii ale activității hidrotermale și a dinamicii ei, s-a studiat un material divers, reprezentat prin minerale de gangă — cuarț, calcit, siderit, baritină, fluorină —, asociate în diferite raporturi cu mineralele metalice în succesiunea de mineralizare, uneori prezente din primele momente ale activității pînă în stadiul final la nivelul ultimelor generații de minerale. S-au obținut rezultate asemănătoare și pe varietățile transparente de blendă.

În estimarea temperaturilor de formare pentru diversele minerale analizate, au fost luate în considerare doar datele care provin din observațiile făcute pe incluziunile lichide primare bifazice sau plurifazice.

Majoritatea cercetătorilor sînt de acord că efectele presiunii în procesul de cristalizare a mineralelor din zăcămintele hidrotermale sînt neglijabile, chiar în cazul cînd ele ar atinge cîteva mii de atmosfere. N. Ermakov și V. A. Kaliujnîi au ajuns la concluzia că la formarea zăcămintelor hidrotermale presiunea litostatică a jucat un rol cu totul subordonat, mai importantă fiind în schimb presiunea hidrostatică, dar care de asemenea nu ar avea efecte prea mari. De aceea, în estimarea temperaturilor de formare a mineralelor generate în asemenea condiții, unii autori nu aplică corecții.

Pe de altă parte, se observă la alți cercetători tendința de a estima cît mai exact corecțiile corespunzătoare presiunii hidrostatice și litostatice, calculate și deduse după adîncimea la care s-au manifestat în timpul procesului de mineralizare.

Deoarece considerăm că este greu să se estimeze diferența dintre presiunea totală și presiunea de vapori a soluției, în vederea precizării relației dintre temperatura de omogenizare a incluziunii și temperatura ei de formare, valoarea coeficientului de corecție, evaluată de diferiți autori, are un caracter arbitrar; aceasta este egală cu 0 în cazul în care presiunea de vapori din soluția hidrotermală compensează presiunea totală.

În cazul mineralizațiilor asociate structurilor vulcanice terțiare, putem considera că acestea s-au format în cea mai mare parte în cadrul

unui sistem deschis de fracturi, situație în care presiunea litostatică poate fi considerată minimă, dar nu chiar nulă, iar presiunea hidrostatică, singura care poate fi luată în considerare pînă la adîncimea de maximum 2 000 m, poate atinge 200 bari. Conform datelor lui P. V. Klevstov și G. G. Lemmlein (9), în cazul unei presiuni de 200 bari se poate aplica o corecție de +20°C.

În condițiile formării mineralizației hidrotermale din Munții Metaliferi într-un stadiu de activitate postmagmatic manifestat în cadrul unui sistem deschis de fracturi, în care presiunea de vapori a soluției a fost cel puțin egală cu presiunea totală, temperaturile de umplere a incluziunilor lichide primare nu au fost afectate de acești factori termodinamici și ele sînt în acest mod sensibil asemănătoare cu temperaturile de omogenizare, pe care le determinăm în lucrările experimentale.

În cazul mineralizațiilor legate de structurile subvulcanice terțiare, presiunea totală ar putea fi mai mare decît presiunea vaporilor din soluție. Dată fiind totuși adîncimea relativ mică de formare (circa 2 000 m), valorile corecțiilor, în general foarte mici, nu sînt de natură să modifice sensibil limitele domeniilor temperaturilor de formare pentru diferitele generații de cristale ale succesiunii de mineralizare.

În schimb, considerăm că efectele presiunii totale au influențat sensibil temperatura de umplere a incluziunilor lichide primare din mineralele formate pe seama activității hidrotermale legate de structurile intrusive hipoabisale. La o adîncime de formare a acestor corpuri, admisă arbitrar între 2 000 și 3 000 m, presiunea de vapori a soluției hidrotermale la nivelul formării acumulărilor de minereu ar fi putut fi și mai mică decît valoarea presiunii totale. În consecință, la valorile temperaturilor de omogenizare determinate în sectorul Birtin au fost cumulate și corecțiile corespunzătoare de presiune.

Bineînțeles, la estimarea acestor valori de corecție trebuie să se țină seama și de chimismul conținutului incluziunilor, în special de concentrația sărurilor de Na și K, care oferă și date importante cu privire la mecanismul cristalizării diferitelor minerale în legătură cu schimbarea proprietăților chimice ale soluțiilor.

Stadiul actual al investigațiilor impune să acceptăm, din motivele expuse, valorile obținute ca valori aparente ale temperaturilor de formare, foarte asemănătoare însă cu cele reale.

Pentru a ne apropia cît mai mult de un grad avansat de exactitate în determinările de omogenizare, se impune ca în cercetările viitoare să parcurgem și etapa studiului chimic al conținutului incluziunilor analizate.

PREZENTAREA DATELOR EXPERIMENTALE ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

1. *Almaș — Stănija*

a) Într-un studiu anterior (2) s-a admis că mineralizația din zăcămîntul Stănija a rezultat în două faze distincte, fiecare reprezentată prin parageneze de minerale metalice și de gangă caracteristice, formate în condiții termodinamice deosebite. Completăm seria observațiilor asupra mineralizației atribuite celei de-a doua faze prin determinările efectuate

asupra mineralelor de la începutul succesiunii de mineralizare, marcată prin : pirită concrescută cu cuarţ şi calcit, blendă şi galenă, cu totul sporadic şi calcopirită, fluorină incoloră, galenă ± altait, fluorină verde semitransparentă, aur nativ şi cuarţ.

Varietatea verde şi cea incoloră de fluorină conţin două categorii de incluziuni primare (fig. 1), cu forme neregulate şi cu forme regulate octaedrice ; în ambele cazuri, raportul dintre volumul cavităţii şi al fazei de gaz se menţine în medie la 1/6.

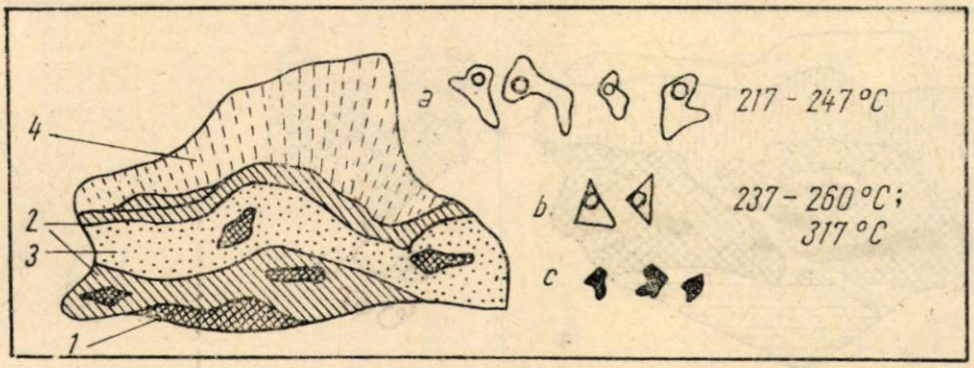


Fig. 1.— Aspect din succesiunea de mineralizare a filonului Vilanela : *1*, pirită ; *2*, galenă ; *3*, fluorină incoloră ; *4*, fluorină verde ; *a* şi *b*, incluziuni lichide primare bifazice ; *c*, incluziuni solide de galenă.

Temperatura de omogenizare a incluziunilor primare din prima categorie, identificate în varietatea incoloră de fluorină, variază între 217 şi 247°C ; în cel de-al doilea caz, valorile temperaturilor sînt cuprinse între 237 şi 260°C ; cu totul sporadic, s-a înregistrat şi temperatura de 317°C.

În varietatea de fluorină verde, incluziunile lichide primare bifazice se omogenizează între 228 şi 260°C. În cristalele de fluorină au fost identificate de asemenea numeroase incluziuni solide de galenă.

Luînd în considerare şi temperaturile de omogenizare a incluziunilor lichide primare din cristale de cuarţ, în parte determinate anterior (2), se desprinde următoarea situaţie a temperaturilor de formare pentru diferitele generaţii de minerale :

1) cuarţ, pirită şi calcit	— 325—241°C şi >325°C
2) blendă şi galenă	— 325—260°C
3) fluorină verde	— 260—228°C
4) galenă, altait şi aur	— 260—247°C
5) fluorină incoloră	— 247—217°C
6) aur şi cuarţ	— <236°C

Precipitarea aurului nativ a început la temperaturi relativ ridicate (325°C). Subordonat cantitativ, acesta continuă să cristalizeze la nivelul generaţiei de blendă şi galenă, care conţin de asemenea şi incluziuni de fluorină verde (325—260°C), şi la nivelul generaţiei de fluorină verde, în care s-au identificat granule de aur nativ (260—228°C). O dată cu generaţia de galenă şi altait, conţinuturile de aur cresc cantitativ ; apare frecvent parageneza de aur nativ granular în asociaţie cu altait, concrescut uneori şi cu nacrit sau concreşteri de aur şi nacrit incluse în altait masiv (260—247°C). Condiţiile cele mai favorabile de cristalizare a aurului nativ

sînt realizate în acest zăcămînt în timpul formării ultimei generații de cuarț, cînd temperatura soluțiilor oscila în jurul valorii de 236°C. În această secvență s-au format cele mai importante cantități de aur nativ, concrescut cu cuarțul și mai ales depus pe cuarț ca granule, paiete, filamente, ghimpi sau cu aspect mușchiform.

b) Temperatura aparentă de formare a calcitului (fig. 2) și sideritului, concrescute cu mineralele metalice din filonul Colț în partea inferioară a zăcămîntului la circa 400 m sub orizontul principal (834 m),

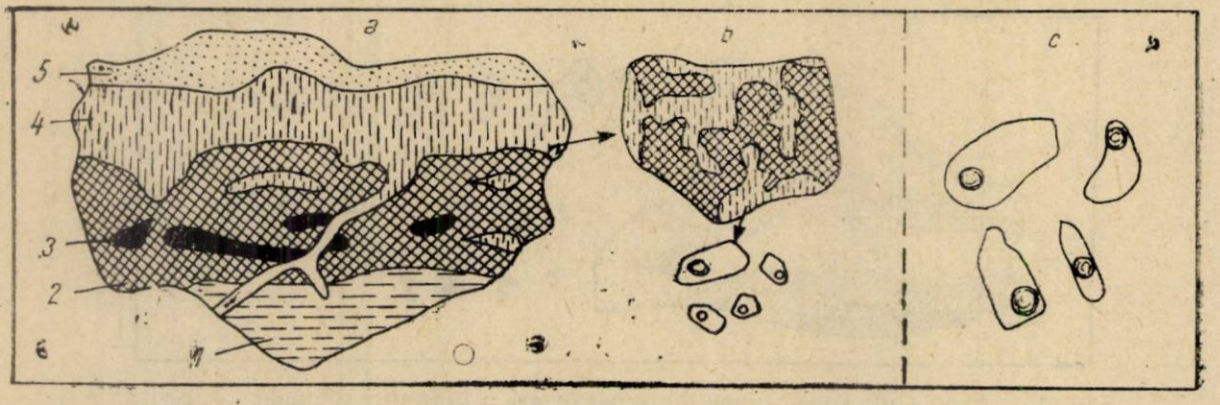


Fig. 2. — *a*, Mineralizația din filonul Colț: *1*, andezit cuarțifer silicifiat; *2*, pirită concrescută cu calcit; *3*, calcopirită; *4*, calcit; *5*, siderit. *b*, Detaliu; incluziuni lichide primare din calcit. *c*, Caracterul morfologic al incluziunilor lichide primare din generațiile de cuarț formate în stadiul de silicifiere. Filonul 25, Mina Muncăceasca vest.

indică un regim mezohipotermal al soluțiilor la acest nivel, caracter susținut de prezența pirotinei și de absența aurului. Din succesiunea arătată se observă de asemenea că activitatea hidrotermală în stadiul de silicifiere s-a desfășurat în condiții de temperatură mai ridicată:

1) silicifiere	> 340°C
2) pirită și pirotină concrescută cu calcit ± blendă și galenă	340—240 și > 340°C
3) calcit	240—218°C
4) siderit	225—200°C

c) În zăcămîntul Muncăceasca vest au fost stabilite în cercetările efectuate anterior (2) temperaturile de formare a principalelor minerale din filonul 25, pe o diferență de nivel de 150 m între nivelul galeriei de bază (810 m) și orizontul Acra (961 m). Limitele domeniului de temperatură în care s-au manifestat principalele stadii de mineralizare oscilează între 238 și 343°C, ceea ce indică un regim mezotermal al soluțiilor chiar în partea superioară a zăcămîntului, zonă bogată în telururi și aur nativ. De asemenea, pe baza acelorași rezultate, s-a dedus că fenomenele de silicifiere, care se manifestă în cea mai mare parte într-un stadiu premergător, au avut loc la temperaturi corespunzătoare formării primelor generații de minerale metalice, 287—343°C, și în general la temperaturi mai mari de 343°C.

Examinînd mai multe secțiuni care provin din zona de intensă silicifiere de la partea inferioară a zăcămîntului în apropierea și în imediata apropiere a filonului 25 (la 300 m sub orizontul principal), am constatat că fenomenul s-a produs la o temperatură medie de 345°C. În majoritatea

cazurilor, incluziunile lichide primare investigate au forme eliptice, faza de gaz reprezentînd circa 1/5 din cavitatea incluziunii (fig. 2). Primele minerale metalice de la acest nivel — impregnaţia de pirită, blendă şi galenă — se formează la o temperatură mai mică de 345 °C.

La nivelul orizontului principal (810 m), silicifierea nu depăşeşte temperatura de 345°C, iar la nivelul galeriei Acra (961 m) temperatura nu este mai mică de 330°C. Doar la periferia aureolei de silicifiere, în partea superioară a zăcămîntului, la 80 m sub nivelul galeriei Acra, au fost determinate cele mai mici temperaturi de omogenizare a incluziunilor lichide primare, în medie de 265°C.

Pe baza observaţiilor făcute pe o diferenţă de nivel de circa 500 m, rezultă că cel puţin în apropierea filonului 25 fenomenul de silicifiere, extins într-o largă aureolă de cîteva sute de metri, s-a desfăşurat relativ în aceleaşi condiţii de temperatură, aproape de limita punctului critic al H_2O; se constată în acelaşi timp o slabă tendinţă de descreştere a temperaturii spre suprafaţă. Aceasta presupune pentru stadiul respectiv al activităţii hidrotermale o manifestare intensă a fenomenului, pe un front larg şi în aceeaşi măsură într-un interval de timp mai scurt în comparaţie cu stadiile de mineralizare, care evidenţiază o variaţie sensibilă a condiţiilor de temperatură în care s-au format diferitele generaţii de minerale metalice; diferenţele maxime dintre acestea pot atinge şi 100°C.

2. *Baia-de-Arieş*

Mineralizaţia auriferă de la Baia-de-Arieş se întîlneşte sub formă de filoane, cu dimensiuni în general reduse şi de volburi, controlate de conturul corpurilor breciilor de explozie [1].

La nivelul orizontului principal (504 m) s-au determinat temperaturile aparente de formare a calcitului concrescut cu marcasită şi mispichel aurifer (20 g/t Au), uneori cu urme de aur nativ, parageneză care se dezvoltă în lungul unor fisuri din apropierea corpului de brecii de la contactul andezitelor de Mălai cu şisturile cristaline. Omogenizarea incluziunilor lichide primare bifazice din cristalele de calcit se realizează la o temperatură medie de 245 °C.

La nivelul acelei galerii, în stocul nr. 4, cu arseno-pirită şi marcasită auriferă şi calcită formată ulterior, temperaturile de omogenizare variază între 248 şi 209°C.

La un nivel superior al galeriei Alte Korola, care a urmărit o zonă intens hidrotermalizată, cu pirită şi cristale de cuarţ hipidiomorfe (4 cm) dezvoltate în cuiburi, traversată ulterior de filonaşe cu pirită, arsenopirită auriferă, silvanit şi aur nativ, rezultatele determinărilor efectuate reflectă aceeaşi situaţie. Incluziunile lichide primare din cristalele de cuarţ prezintă forme bine dezvoltate, 0,04/0,06 mm; raportul gaz-lichid este de 1/8, iar temperatura de omogenizare este în medie de 245°C. Incluziunile secundare se omogenizează la temperaturi mai mici, cuprinse între 185 şi 207°C. Şi în acest caz rezultă că temperatura de formare a aurului, la care se asociază şi silvanitul, este mai mică de 245°C.

[1] Documentaţia geologică a exploatării Baia-de-Arieş.

Rezultatele determinărilor efectuate în trei zone diferite cu mineralizație auriferă de la Baia-de-Arieș concură în vederea determinării unui regim mezotermal al soluțiilor la limita superioară spre un domeniu epitermal pentru stadiul de formare a telururilor și a aurului nativ.

Prin prisma acelorași rezultate, considerăm că mineralizația auro-argentiferă de la Baia-de-Arieș, cu un domeniu al temperaturilor de formare cuprins între 200 și 250°C și probabil cu temperaturi și mai mici de 200°C, reprezintă o fază de depunere deosebită prin toate caracterele sale de aceea în care s-a format mineralizația plumbo-zinciferă, cu un interval al temperaturilor de formare ce variază între 200 și 320°C și frecvent > 320°C [2]. Corelînd aceste date cu rezultatele colectivului de geologi de la Baia-de-Arieș, alcătuit din M. Sprînceană și O. Jura, obținute în colaborare cu T. P. Ghițulescu, se poate susține cu mai multă fermitate această ipoteză, argumentată și de repartiția principalelor elemente minore Cd și In; acestea au fost întîlnite cu totul sporadic în sulfurile asociate mineralizației aurifere, în timp ce în mineralizația polimetalică conținuturile sînt ridicate și constante. O problemă insuficient clarificată rămîne aceea în legătură cu determinarea ordinii de formare a celor două tipuri de mineralizații; relațiile dintre acestea, ca și celelalte date existente, lasă să se presupună o activitate hidrotermală desfășurată în două faze sau stadii de mineralizare distincte: prima polimetalică, succedată, probabil după o perioadă de întrerupere, de faza auriferă.

3. *Roșia Montană*

Materialul cercetat, pe baza căruia s-au formulat primele considerații cu privire la condițiile termodinamice în care s-a desfășurat activitatea hidrotermală la Roșia Montană, a fost colectat din numeroasele fisuri în care se dezvoltă cuarțul ca element principal constitutiv al cimentului breciei riolitice de la interiorul și exteriorul volburii de la Cetate și al breciei negre și din mineralizația volburii aurifere de la Cetate (cota 850 m).

Studiul secțiunilor subțiri și analiza mineralo-termometrică pun în evidență două momente de formare a cuarțului care cimentează brecia dacitică de la interiorul volburii. În figura 3 se observă relicte ale unei prime generații de cuarț cu o anumită dispoziție și morfologie a incluziunilor lichide primare bifazice, mantelate de o a doua generație de cuarț. Temperatura de omogenizare a incluziunilor singenetice din prima generație este în medie de 267°C, iar a celor din generația a doua în medie de 240°C.

Temperatura de omogenizare a incluziunilor lichide primare din cristalele de cuarț care formează cimentul breciei dacitice de la exteriorul volburii variază în aceleași limite. La exteriorul volburii, pe materialul recoltat nu au fost găsite relații directe între cele două generații de cuarț; valorile temperaturilor determinate susțin, în schimb, existența lor.

Temperatura de omogenizare a cuarțului din fisurile care cimentează brecia neagră (fig. 3) variază între 237 și 252°C. Valorile de temperatură și celelalte caractere morfologice ale incluziunilor ne îndreptățesc să con-

[2] M. Borcoș, *Studiu geotermometric în zăcămintele hidrotermale din Munții Metaliferi*, Arh. Inst. geol., 1966.

siderăm că sîntem în prezența celei de-a doua generații de cuarț, descrisă anterior. Acest fapt demonstrează că într-adevăr cele două tipuri de brecii s-au format în momente diferite, după cum s-a constatat și din cercetările geologice (12), brecia neagră, cimentată cu o singură generație de cuarț de temperatură inferioară, fiind cea mai nouă.

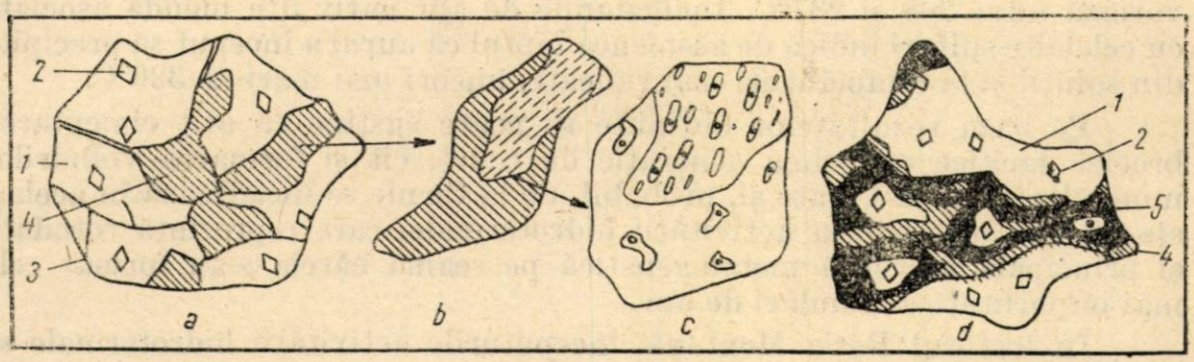


Fig. 3. — *a*, Dacit brecifiat cimentat cu cuarț: *1*, dacit; *2*, cristal de cuarț bipiramidat. *b*, Detaliu: cimentul breciei constituit din două generații de cuarț; *3*, fisuri; *4*, cuarț din ciment; *5*, brecia neagră. *c*, Detaliu: dispoziția și caracterul morfologic al incluziunilor din cele două generații de cuarț. *d*, Fragment din brecia neagră la contactul cu dacitul din Cetate (Roșia Montană).

Temperatura aparentă de formare a mineralizației din interiorul volburii la nivelul orizontului principal, pentru cea mai mare parte a succesiunii, variază între 240 și 297°C. Din curba temperaturii de formare raportată la succesiunea de mineralizare (fig. 4) reiese caracterul poli-

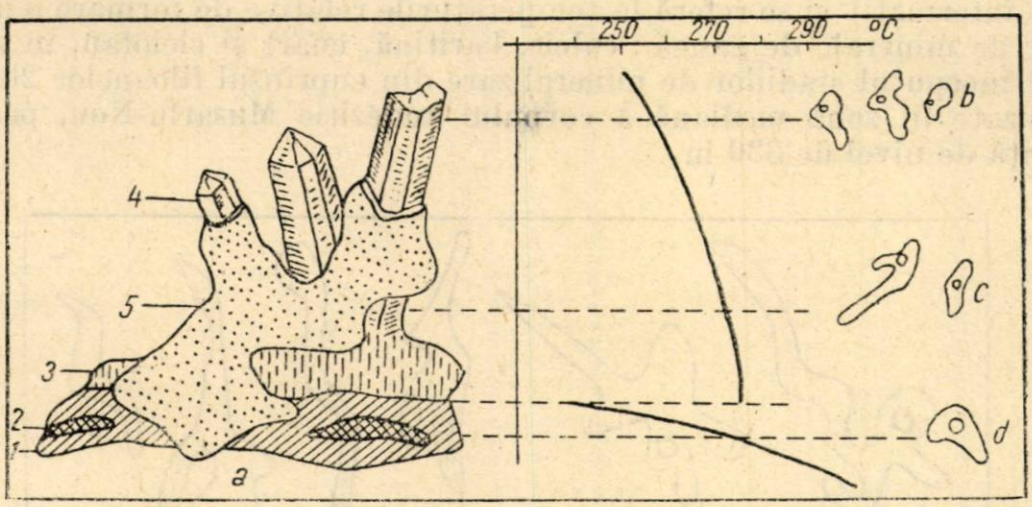


Fig. 4. — *a*, Fragment din mineralizația de la Roșia Montană și curba temperaturii sale de formare: *1*, gangă compactă de cuarț; *2*, pirită și arsenopirită; *3*, gangă de cuarț semitransparentă; *4*, cristale de cuarț; *5*, marcasită. *b*, *c* și *d*, Caracterul morfologic al incluziunilor lichide primare formate la diferite nivele.

ascendent al activității manifestate în două secvențe, prima între 297 și 240°C, iar a doua între 250 și 275°C. Aceasta înseamnă că piritele aurifere cu conținut variabil de aur, în general scăzut, s-au format în prima secvență, iar aurul nativ, asociat generației cu cuarț din cea de-a doua secvență, se formează la temperaturi mai mici de 268°C.

Este evidentă constatarea că aspectul poliascendent al soluțiilor, determinat pe această cale, verifică caracterul telescopat al mineralizației aurifere de la Roșia, pus în evidență prin studiile calcografice efectuate de N. Petrulian încă din 1934. Cele mai importante acumulări de aur (în plăci, lamele, agregate foioase) s-au format la temperaturi care variază între 268 și 237°C. Incluziunile de aur nativ din blendă asociate cu celelalte sulfuri indică de asemenea faptul că aurul a început să precipite din soluții și la temperaturi mai ridicate, uneori mai mari de 320°C.

Pe baza rezultatelor obținute se poate susține că atît cimentarea breciei dacitice cu prima generație de cuarț, cît și formarea volburilor mineralizate de la Cetate și, probabil, de la Cîrnic se încadrează în același stadiu din succesiunea activității hidrotermale, care reprezintă totodată și principala secvență metalogenetică pe seama căreia s-au format cele mai importante acumulări de aur.

În sectorul Roșia Montană, începuturile activității hidrotermale se manifestă înaintea etapei metalogenetice, pe un front mult mai larg în dacitele de la Cetate și Cîrnic, prin procese interne de adularizare și silicifiere la temperaturi superioare valorii de 300°C; stadiul final are loc imediat după formarea breciei negre, la temperaturi sub 237°C, și este în general sărac mineralizat.

4. *Brad*

Rezultatele cercetărilor efectuate în acest sector au un caracter mai mult informativ și se referă la temperaturile relative de formare a asociațiilor de minerale de gangă : calcit, baritină, cuarț și cleiofan, în special de la începutul stadiilor de mineralizare din cuprinsul filoanelor 20 și 44, localizate în zona mediană a corpului andezitic Musariu-Nou, pe o diferență de nivel de 330 m.

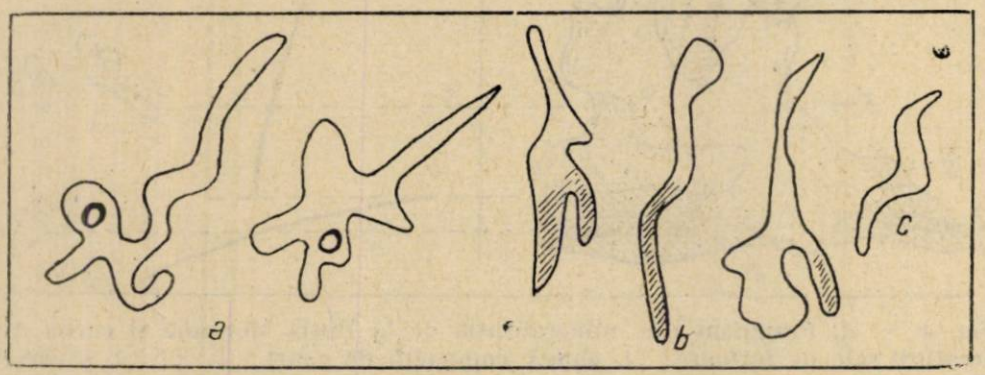


Fig. 5. — Caracterul morfologic și gradul diferit de umplere (*a*, *b* și *c*) al incluziunilor singenetice din cristalele de baritină (Musariu), Brad.

Incluziunile lichide primare din cristalele de baritină, spre deosebire de cele din calcit și cuarț, au forme dintre cele mai neregulate și reprezintă diverse grade de umplere (fig. 5). Raportul gaz-lichid cel mai frecvent întîlnit în aceste incluziuni este de 1/16; s-au identificat de asemenea foarte multe incluziuni monofazice.

Din tabelul nr. 1 se observă că începutul procesului de mineralizare sub orizontul principal 1 Mai a avut loc în condițiile unui regim mezotermal, cu o tendință bine evidențiată, la nivelul primei generații de calcită

Tabelul nr. 1

Rezultatele determinărilor mineralo-termometrice în zăcămîntul Musariu-Nou

Orizont	m	Filon 20	Filon 44
0	baritină concrescută cu pirită	—	265°C
—90	baritină concrescută cu pirită cuarț, ultima generație	—	283°C 257°C
—210	cleiofan calcit concrescut cu pirită și arsen nativ	<223°C 223°C	—
—250	calcit concrescut cu pirită	290°C	—
	calcit concrescut cu pirită	—	297°C
—330	calcit și pirită	305°C	—
	pirită și calcit	—	195°C

concrescută cu pirita, de descreștere a temperaturilor de formare spre părțile superioare ale zăcămîntului. De aici se desprinde și faptul că activitatea hidrotermală în primele stadii — de silicifiere și sericitizare — s-a desfășurat în condiții mezohipotermale; urmează stadiul de mineralizare cu formarea piritelor și arseno-piritelor cu conținuturi de aur variabile, dar în general mici, la care se asociază cu totul subordonat sulfurile, printre care și cleiofanul, semnalat cu această ocazie, și arsenul nativ, ale cărui limite sînt cuprinse aproximativ între 300 și 220°C; se face apoi trecerea la cel mai important și productiv stadiu de mineralizare, în care se formează piritele bogat aurifere și în special aurul nativ, care începe să precipite masiv din soluție într-un domeniu cu temperaturi mai mici de 220°C.

Ținînd seama de descreșterea temperaturilor de formare pe verticală, sub orizontul principal 1 Mai, considerăm că spre partea superioară a zăcămîntului, deasupra acestui nivel, zona cu cele mai mari conținuturi de aur corespunde unei activități hidrotermale cu un regim epimezotermal, cu temperaturi de formare a asociațiilor de minerale mult scăzute valorii de 220°C. Această presupunere este susținută și de faptul că, la orizontul inferior explorat (—330 m) în zona de efilare a principalelor fracturi mineralizate, au fost întîlnite la nivelul ultimelor generații de minerale valori de 195°C (tabelul nr. 1, filon 44).

5. *Bucuresci — Rovina*

Lucrările de prospecțiune [3] și lucrările de explorare efectuate în acest sector au pus în evidență dimensiunile mici ale formelor de zăcămînt, o activitate de mineralizare redusă, în comparație cu alte structuri similare,

[3] S. Boștinescu și P. Mătieș, *Raport geologic privind mineralizația auro-argentiferă de la Bucuresci-Rovina*, Arh. Inst. geol., 1965.

și perspective limitate de dezvoltare în adîncime sub nivelul lucrărilor actuale a unei parageneze minerale cu conținuturi interesante în aur.

Ordinea de formare a mineralelor în succesiunea de mineralizare în zona Puțului Colnic este dată de pirită, galenă, blendă și calcopirită, concrescute cu calcit opac și semitransparent, uneori într-o textură paralelă, succedată de o calcită transparentă, în unele situații urmată de o nouă generație de calcopirită și de calcită transparentă.

Cele mai sigure determinări s-au făcut pe incluziunile lichide singenetice din prima și ultima generație de calcită transparentă. Dimensiunile incluziunilor nu depășesc 0,01/0,02 mm. Temperatura aparentă de formare a ultimei generații de calcită este în medie de 270°C, iar a celei din prima generație variază între 297 și 312°C. În zonele semitransparente din calcita opacă, concrescută cu blenda și galena, s-au înregistrat temperaturi de omogenizare de 336°C și mult mai ridicate, însă fără să putem preciza cu exactitate aceste valori, date fiind dimensiunile mici ale incluziunilor și gradul cu totul redus de transparență al secțiunilor analizate.

Dintr-o altă zonă mineralizată în aceleași condiții (la Remetea), s-a analizat ultimul produs al procesului de mineralizare, reprezentat prin cristale de cuarț, colectate de S. Boștinescu și P. Mătieș[4]. În secțiunile efectuate s-au identificat atît incluziuni lichide primare cu dimensiuni mari : 0,10/0,07 și 0,50/0,10 mm, distribuite neregulat, cît și incluziuni lichide secundare, plasate în special în apropierea planelor de fisuri. Conținutul incluziunilor lichide primare prezintă diverse stadii de agregare, deosebindu-se : tipuri de incluziuni bifazice, cele mai frecvent întîlnite, cu raportul dintre bula de gaz și cavitate de 1/5 ; tipuri de incluziuni cu două faze de gaz, dintre care una de CO_2 și o alta lichidă, foarte rar întîlnite ; tipuri de incluziuni în care faza de gaz (CO_2) este preponderent dezvoltată, circa 80% (fig. 6). Temperatura de omogenizare a incluziunilor

Fig. 6. — Incluziuni singenetice în cristalele de cuarț de la Remetea (Bucuresci — — Rovina). *a*, Incluziuni lichide primare bifazice. *b*, Incluziuni primare cu faza de gaz larg dezvoltată. *c*, Incluziuni cu două faze de gaz și una lichidă.

lichide primare bifazice variază între 275 și 334° C. Celelalte două tipuri de incluziuni se omogenizează la temperaturi cuprinse în limitele acelorași valori, ceea ce înseamnă, pe de o parte, că timpul de formare a cristalelor de cuarț a fost relativ lung, iar pe de altă parte că în acest stadiu final al activității hidrotermale a existat un aport variabil de CO_2 în soluție, care a

[4] Adresăm pe această cale mulțumirile noastre pentru materialul oferit.

determinat un grad de umplere diferit al incluziunilor, dar care a avut loc, conform determinărilor efectuate, în limitele aceluiași domeniu de temperatură.

Rezultatele temperaturilor de omogenizare a incluziunilor lichide primare bifazice indică un regim mezohipotermal al soluțiilor, chiar spre sfîrșitul evoluției lor, în special la nivelul lucrărilor de bază și sub acesta, ceea ce înseamnă, așa cum rezultă din situațiile celorlalte zăcăminte analizate, existența unor condiții care nu au favorizat dezvoltarea stadiilor auro-argentifere propriu-zise, mai ales dacă la aceasta contribuie, după cum credem că este cazul în acest sector, și un conținut inițial scăzut al soluției în Au, Ag, Pb, Zn și alte elemente metalice.

Prin prisma acestor rezultate se explică caracterul subsidiar auro-argentifer al mineralizațiilor din acest sector, care nu a determinat acumulări de aur mai importante nici în părțile superioare ale structurilor vulcanice, cu care în cea mai mare parte sînt asociate; cu atît mai mult, perspectivele dezvoltării ei în adîncime sînt limitate. Concluziile formulate pe această cale vin în acord, în acest sens, și cu rezultatele cercetărilor geologice de prospecțiune și explorare.

6. *Draica*

Calcarele jurasice din versantul stîng al văii Draica — la Hulpuș — au fost afectate, în același timp cu formarea principalelor zăcăminte auro-argentifere neogene, într-o primă etapă, conform observațiilor făcute de I. Berbeleac [5], de procese intense de metasomatoză hidrotermală (silicifiere și baritizare), însoțite spre finele activității și de un aport de elemente metalifere, în special Zn și Pb, la care se asociază și conținuturi variabile de aur. Din soluțiile reziduale, într-un stadiu final cristalizează pe fisuri și în geode numeroase cristale de cuarț, care ating dimensiuni de pînă la 4 cm.

Studiul incluziunilor lichide primare din cristalele de baritină și cuarț formate la diferite nivele în succesiunea de mineralizare, uneori în relații directe cu mineralele metalice, încadrează principalele stadii ale activității hidrotermale în limitele următoarelor domenii de temperatură:

1) stadiul de silicifiere	$>322°C$
2) stadiul de baritizare	$322-260°C$
3) stadiul sulfurilor $\pm$ Au	$260-247°C$
4) stadiul final (cuarț)	$247-215°C$

Majoritatea valorilor temperaturii de omogenizare a incluziunilor lichide bifazice din cristalele de calcit, baritină, cuarț și cleiofan din filonul Împărătesc, situat în versantul drept al văii Draica în imediata vecinătate a calcarelor, sînt cuprinse între 200 și 260°C.

Paragenezele comune de minerale metalice și de gangă recunoscute în cele două situații, ca și valorile temperaturii de formare a mineralelor din principalele stadii, demonstrează sincronismul fenomenelor și originea comună a soluțiilor care s-au desfășurat în două structuri fundamental deosebite.

---

[5] I. Berbeleac, *Raport geologic privind mineralizația de aur, argint, mercur și telur în regiunea Voia — Draica — Hărțăgani*, Arh. Inst. geol., 1964.

Conținutul mic de Pb și Zn al soluțiilor și mai ales temperatura relativ scăzută, sub 260°C, în care a evoluat procesul în timpul precipitării primelor sulfuri nu au creat condiții favorabile dezvoltării unei mineralizații plumbo-zincifere de natură metasomatică de felul celei de la Baia-de-Arieș.

7. *Bulza*

În Pîrîul Viezurimii, una din structurile vulcanice neogene mineralizate dezvoltate la sud de valea Mureșului, mult în afara regiunii productive cercetate în ultimul timp de S. Peltz și T. Urcan[6], s-a pus în evidență un sistem de fracturi orientate aproximativ N 20° V, mineralizate cu pirită, blendă, calcopirită, galenă și gangă de carbonați, la care se asociază cleiofanul și cuarțul venite într-o ultimă secvență.

Temperatura aparentă de formare a varietății transparente de blendă, care are o culoare de la galbenă ca mierea pînă la brun-roșcată, variază între 327 și 336°C. Incluziunile lichide primare bifazice analizate au forme regulate și nu depășesc 0,09/0,04 mm ; raportul dintre faza de gaz și lichid se menține la 1/8. Incluziunile lichide primare din cristalele de cuarț formate ulterior se omogenizează între 305 și 319°C. Pirita, blenda, galena și calcopirita, formate înaintea varietății de blendă transparentă, au cristalizat exclusiv în condiții hipotermale la o temperatură mai mare de 336°C.

Dacă datele nu pot fi generalizate pentru toate zonele mineralizate asociate vulcanismului terțiar de la sud de Mureș, cel puțin pentru acest sector, conform rezultatelor obținute la nivelul lucrărilor de explorare, caracterul hipotermal și mezohipotermal al soluțiilor, chiar în ultimele stadii de manifestare, se detașează în mod deosebit.

8. *Birtin*

Mineralizația de la Birtin, cunoscută de mai mult timp (6) a constituit recent obiectul unor lucrări de cercetare detaliate [7], și astăzi în curs de explorare. Mineralizația formată probabil în legătură cu activitatea banatitică este alcătuită preponderent din galenă, blendă, la care se asociază pirita și calcopirita, tetraedrit și gangă de cuarț și carbonați. Ca indicatori de temperatură înaltă se menționează oligistul și conținuturi mici de molibden. Se constată de asemenea și prezența unor conținuturi mici de aur, care la nivelul lucrărilor de explorare se mențin constante. Succesiunea generală de mineralizare, de la care pot face abstracție unele situații particulare întîlnite în zăcămînt, este dată de : 1) pirită, 2) galenă și blendă, 3) gangă de carbonați și cuarț, 4) galenă și blendă II, 5) cleiofan, 6) calcită opacă, 7) romboedri de calcită transparentă, 8) cristale de cuarț (fig. 7).

---

[6] S. Peltz și T. Urcan, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe executate în regiunea Zam — Tisa — Bulza*, Arh. Inst. geol., 1964.

[7] R. Jude, M. Tabacu și O. Ionescu, *Raport asupra cercetărilor geologice, cu privire specială la mineralizația auro-argentiferă din sectorul Caraci — Birtin*, Arh. Inst. geol., 1963.

Materialul cercetat a fost colectat din mina Arsu, redeschisă prin lucrările de explorare. Cristalele de cuarţ, conform datelor experimentale, s-au format la o temperatură de 272 — 324°C, romboedrii de calcit la o temperatură medie de 322°C, iar varietatea transparentă de blendă la o temperatură de 317 — 340°C. Incluziunile lichide primare din aceste cristale ating frecvent dimensiuni de 0,08/0,05 mm. Calcita opacă şi semi-

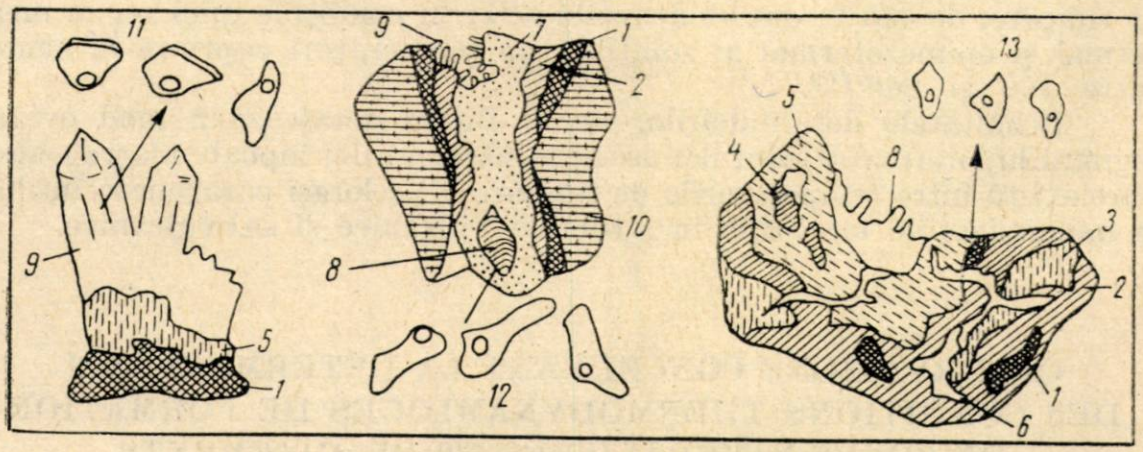


Fig. 7. — *a*, *b* şi *c*, Aspecte din succesiunea de mineralizare a filonului principal din mina Arsu (Birtin) : *1*, pirită ; *2*, galenă şi blendă ; *3*, gangă de carbonaţi şi cuarţ ; *4*, galenă şi blendă II ; *5*, rodocrozit ; *6*, cleiofan ; *7*, calcită opacă ; *8*, romboedri de calcită transparentă ; *9*, cuarţ ; *10*, granodiorit hidrotermalizat ; *11*, *12* şi *13*, caracterul morfologic al incluziunilor lichide primare din cuarţ, calcit şi cleiofan.

transparentă, cu care se asociază uneori cleiofanul, decripită între 320 şi 347°C (fig. 7). Rezultatele determinărilor de omogenizare obţinute caracterizează stadiul final al activităţii hidrotermale în care s-au format în special ultimele minerale de gangă şi blendă transparentă, ca aparţinînd unui domeniu mezohipotermal. Asociaţiile de minerale metalice (blenda, galena, pirita, calcopirita), formate anterior la temperaturi superioare valorii de 320 şi 347°C, reprezintă în mod evident un regim net hipotermal al soluţiilor din acest interval.

CONCLUZII

Din cercetările întreprinse se desprind pe lîngă importanţa lor de ordin general pur teoretic, o serie de date suplimentare privind varietatea şi originea tipurilor de incluziuni analizate şi se pun în evidenţă două minerale noi, care conţin numeroase incluziuni lichide primare — fluorina şi sideritul ; de asemenea rezultă şi informaţii directe, care contribuie în mod efectiv la creşterea capacităţii de prognoză pentru diferitele zone mineralizate sau zăcăminte în curs de explorare şi exploatare.

În legătură cu mineralizaţia auro-argentiferă asociată vulcanismului terţiar, se stabileşte că ea a fost precedată de o activitate hidrotermală, care s-a desfăşurat în stadiile de adularizare şi sericitizare, ultima manifestată în faciesul de silicifiere în condiţii hipotermale la temperaturi în general cuprinse între 300 şi 360°C, uneori şi mai mari. Stadiile de mineralizare cu formarea principalelor sulfuri, în care aurul de cele mai multe

ori lipsește, corespund unui domeniu mezohipotermal cuprins între 240 și 343°C. Limita inferioară a acestui domeniu este depășită în cazul mineralizației din filonul Colț (sectorul Almaș — Stănija) și al celei din sectoarele Bucuresci — Rovina și Bulza. Depunerile în stadiul auro-argentifer, cu formarea piritelor și arseno-piritelor bogat aurifere, telururilor și aurului nativ, la care se asociază subordonat în primele secvențe sulfurile, uneori și arsenul nativ, se manifestă începînd chiar cu temperaturi destul de ridicate, de 335°C, dar se dezvoltă activ în condițiile unui regim mezotermal și epimezotermal al soluțiilor cu temperaturi cuprinse în general între 190 și 260°C [8].

Rezultatele determinărilor de la Birtin detașează în mod evident regimul hipotermal al soluțiilor asociate intruziunilor hipoabisale și decalajul care există între temperaturile de formare a acelorași parageneze întîlnite n mineralizațiile localizate în structuri vulcanice și subvulcanice.

OBSERVATIONS CONCERNANT LA DÉTERMINATION DES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE FORMATION DE ZONES MINÉRALISÉES ET DE GISEMENTS HYDROTHERMAUX DES MONTS MÉTALLIFÈRES

RÉSUMÉ

Nous avons donné, dans l'introduction de l'ouvrage, un bref exposé sur la métallogenèse prise dans l'ensemble du déroulement de l'activité du volcanisme subséquent tardif (Néogène) des monts Métallifères qui marque un épisode de cette évolution à la fin du deuxième cycle éruptif.

Le caractère auro-argentifère de la minéralisation est prédominant. On constate, dans presque toutes les situations une certaine régularité dans la répartition des principaux minéraux métalliques. Les parties supérieures des gisements sont aussi les plus riches en accumulations d'or natif et de tellurures ; au niveau inférieur suit une zone à pyrites et arsénopyrites aurifères, avec de l'or et de l'arsénic natifs auxquels s'associent parfois, tout à fait accidentellement des sulfures de Zn, Pb et Cu.

Dans la plupart des cas la minéralisation auro-argentifère disparaît brusquement en profondeur sans changer de caractère passant directement à une forme stérile quartzo-calcitique ou exclusivement silicifiée.

Les accumulations plus massives de sulfures polymétalliques (blende, galène, chalcopyrite) dans quelques gisements du quadrilatère aurifère de Baia de Arieș — Deva — représentent le résultat des processus qui se sont déroulés durant des phases différentes. Nos connaissances actuelles donnent lieu à penser que les caractères généraux de la minéralisation ne confirment pas la possibilité de l'existence d'une variation primaire en pro-

[8] Utilizăm termenii : epitermal, mezotermal, hipotermal exclusiv pentru caracterizarea temperaturii soluțiilor hidrotermale în care s-au desfășurat procesele de mineralizare. Atragem atenția că sub acest aspect nu trebuie făcută nici o legătură între acest mod de prezentare și clasificarea zăcămintelor admisă în accepția lui W. Lindgren.

fondeur ou d'une zonalité, au sens où W. H. Emmans l'entend. On apprécie que les produits de l'activité hydrothermale déployée dans un système ouvert de fractures des principales structures volcaniques néogènes ne dépassent guère, en profondeur, 1500 m. Il en résulte que, dans ces conditions, la pression des vapeurs de la solution a été pour le moins égale à la pression totale, ce qui signifie que les valeurs des températures d'homogénéisation déterminées pour les inclusions primaires, sont très près de celles réelles. En échange, les effets de la pression totale ont agi sur la température de remplissage des inclusions primaires des minéraux formés aux dépens de l'activité hydrothermale associée probablement au magmatisme banatitique (Birtin).

En ce qui concerne les premiers stades de l'activité hydrothermale —d'adularisation et argilisation-séricitisation — associés au volcanisme néogène, nous avons montré que ceux-ci se sont déroulés à des températures élevées, qui dépassent fréquemment 360°C. Généralement, la silicification s'est produite entre 300° et 360° C, alors que pour l'adularisation elles ont dépassé 360°C. Les stades de minéralisation durant lesquels se sont formées les principales sulfures des gisements examinés dans les secteurs d'Almaş — Stănija, Rovina, Draica, Bulza correspondent à un domaine à régime mésohypothermal compris entre 240°—343°C.

La limite inférieure de ce domaine est, dans nombre de situations (le filon de Colţ du secteur d'Aluniş-Stănija et d'autres du secteur de Bucuresci-Rovina et Bulza) outrepassée. Ordinairement, entre 340° et 270°C se place un domaine qui favorise la formation des pyrites et des arsénopyrites aurifères auxquelles s'associent l'arsénic natif, une quantité plus grande d'or natif et parfois les tellurures (Stănija). Il convient de préciser également que les plus importantes accumulations d'or natif et de tellurures se sont formées entre 260° et 190° C (Roşia Montană, Baia de Arieş, Brad). Les résultats des déterminations de Birtin détachent, de manière évidente, le régime hypothermal des solutions qui ont engendré la blende, la galène, la pyrite et la chalcopyrite.

La synthèse des données que nous possédons actuellement relève que l'activité hydrothermale s'est déployée durant trois phases au moins, dont les deux premières — aurifères — ont eu une ou plusieurs pulsations (Albuş Stănija, Roşia). La minéralisation plombo-zincifère (baia de Arieş) représente la dernière phase, durant laquelle la température a dépassé 340°C. Nous avons également démontré que la température de formation des gisements néogènes des monts Métallifères dépasse largement la limite inférieure admise par W. Lingdgren pour la catégorie correspondante de gisements — épithermaux — formés dans les mêmes conditions génétiques. Les termes : épithermal, mésothermal, hypothermal sont utilisés exclusivement pour caractériser la température des solutions hydrothermales dans lesquelles se sont déroulés les processus de minéralisation.

Nous avons encore présenté toute une série de données supplémentaires ayant trait à la variété et à l'origine des types d'inclusions analysées et nous avons mis en évidence deux nouveaux minéraux à inclusions : la fluorine et la sidérite et nous présentons des informations qui multiplient les chances d'appréciation des perspectives économiques des gisements étudiés.

BIBLIOGRAFIE

1. Borcoș M., *Observații asupra importanței în termometria geologică a incluziunilor lichide din cristalele de blendă*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *2*,
2. — *Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi. I. Sectorul Almaș — Stănija*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1965, **X**, *1*.
3. — *Metoda omogenizării fazelor în analiza mineralotermometrică pentru determinarea condițiilor termodinamice de formare a zăcămintelor hidrotermale*, Rev. Min., 1965, *12*.
4. Borcoș M. a. Iosof V., *Some considerations on the mineralo-thermometry of sphalerites*, Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VII Congress, Sofia, sept. 1965, Reports, Part. III, 1965.
5. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie*, Bul. Soc. Rom. geol., 1941, **II**, 56—97.
6. — *Étude géologique et minière des Monts Métallifères*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **XXI**.
7. Ghițulescu T. P. și Borcoș M., *Încadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.
8. Idriceanu Tr., Erhan V. și Iorga N., *Considerațiuni paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minerale din Munții Apuseni. II. Zăcământul de sulfuri complexe de la Bucium — Izbita*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, Seria geol.-geogr., 1966, **XI**.
9. Klevstov P. V. a. Lemmlein G. G., *Pressure corrections for the homogenization temperature of aqueous NaCl solutions*, Dact. Acad. nauc. S.S.S.R., 1959, 128.
10. Petrulian N., *Étude chalcographique du gisement aurifère de Roșia Montană (Transylvanie, Roumanie)*, Ann. Inst. géol. Roum., 1931, **XVI**.
11. Rădulescu D. și Borcoș M., *Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien*, Acta geologica Academiae scientiarum Hungaricae, 1967, **11** (1—3), 139—152.
12. Ștefan Remus și Cosma Stanciu, *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Roșia Montană (Munții Metaliferi)*, Dări de seamă Com. geol. 1962, **XLVI** (1958—1959).

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 23 noiembrie 1966.

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA STRATIGRAFIEI ȘI EVOLUȚIEI TERENURILOR CRISTALOFILIENE DIN PARTEA DE NV A MASIVULUI POIANA RUSCĂI

DE

MIRCEA MUREȘAN

55 (05)

Teritoriul care a făcut obiectul cercetărilor noastre[1] este situat în partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi și este cuprins între Făgeţel, Roşcani, Lăpugiul de Sus, Poieni, vîrful Rusca, vîrful Padeș, Gladna Montană, Românești, Dobra (fig. 1).

Fundamentul regiunii este alcătuit din șisturi cristaline epimetamorfice, străbătute de corpuri magmatice puse în loc înaintea malmului (dolerite), în timpul paleocenului (banatite), în neogen (andezite) și în cuaternar (bazalte). În partea nordică, formațiunile metamorfice sînt acoperite de depozite sedimentare cretacice (vraconian-cenomanian și turonian-coniacian), tortoniene și panoniene, precum și de piroclastite neogene (tufuri sudate riolitice, brecii vulcanice andezitice).

STRATIGRAFIA TERENURILOR METAMORFICE

În cadrul șisturilor cristaline s-a deosebit următoarea succesiune stratigrafică, de sus în jos :

C. Seria terigenă superioară (de Padeș).
B. Seria vulcanogenă bazică (de Tomești).
A. Seria terigenă inferioară (de Bătrîna).

A. SERIA TERIGENĂ INFERIOARĂ (DE BĂTRÎNA)

Această serie este alcătuită din trei subdiviziuni importante : complexul șisturilor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene (A_1), care nu apare în zona studiată ; complexul șisturilor cuarțoase-sericito-cloritoase (A_2), cu caracter terigen și omogen petrografic (șisturi cuar-

[1] M. Mureșan, *Prezentarea hărții geologice a părții de NV a Masivului Poiana Ruscăi*, Raport, Arh. Com. geol., 1965.

țoase sericito-cloritoase ± biotit), care aflorează în partea de SE a regiunii; complexul șisturilor grafitoase (A_3), un pachet terigen cu omogenitate petrografică remarcabilă (alcătuit predominant din șisturi sericito-cloritoase-grafitoase), care apare de asemenea în colțul sud-estic al teritoriului cercetat.

B. SERIA VULCANOGENĂ BAZICĂ (DE TOMEȘTI)

Ocupă o bună parte din zona cercetată de noi, începînd din sectorul Iazuri, de unde se întinde înspre Tomești și înspre Poieni. Seria vulcanogenă bazică este alcătuită din roci verzi, roci terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, cuarțite ș.a.) și roci carbonatice (dolomite, calcare), care se grupează sub forma a două complexe stratigrafice.

Complexul vulcanogen inferior (B_1) se dezvoltă în partea de SE a regiunii și este caracterizat prin abundența rocilor verzi tufogene, care constituie cîteva nivele mai importante intercalate în roci terigene (mai ales șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase). În zona Iazuri și în vîrful Găilor, acestor nivele li se asociază mici lentile de oxizi de fier (magnetit, hematit).

Parageneza principală a șisturilor verzi, cele mai caracteristice roci ale seriei, este alcătuită din clorit, albit, la care se adaugă frecvent cuarțul, calcitul, epidotul, sericitul, magnetitul și titanitul. Pentru lămurirea naturii acestor roci s-a analizat chimic[2] un șist verde de la Iazuri, alcătuit din străturețe clorito-albito-epidotice, care alternează cu cele calcitice. Redăm în cele ce urmează analiza chimică (tabelul nr. 1) și parametrii Niggli corespunzători (tabelul nr. 2). Faptul că $TiO_2 > 0{,}8\%$ (13) și că *ti* + 10 mg > 6,5 (5) ne confirmă concluzia că materialul clorito-albito-epidotic provine din metamorfozarea unor produse vulcanogene bazice; calcitul poate fi considerat ca provenit din precipitarea chimică. Roca verde analizată reprezintă un metatufit bazaltic calcitic.

Șisturile verzi tufogene, foarte răspîndite în Poiana Ruscăi, se deosebesc prin cantitățile variabile de aport carbonatic sau terigen (cuarț, sericit); ele au provenit din metamorfozarea regională a unor tufuri și tufite bazaltice și spilitice (15), (17), (18). Albitul din aceste roci provine din transformarea plagioclazului inițial, iar cloritul din piroxen.

Complexul vulcanogen superior (B_2) apare în zona Cioaca Mutului — valea Stîlpului Tomești și se caracterizează prin dezvoltarea mare a rocilor carbonatice (dolomite, calcare) de natură recifal-recifogenă și a rocilor terigene (predominant șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase) în detrimentul șisturilor verzi, care constituie nivele în general subțiri. Partea terminală a complexului B_2 (deci și a seriei vulcanogene bazice) este alcătuită dintr-o succesiune stratigrafică caracteristică, la baza căreia se situează orizontul dolomitelor și al calcarelor de Tomești, peste care se dispune orizontul șisturilor verzi de Tomești, alcătuit la partea inferioară din cuarțite negre[3] și roci terigene, iar la partea superioară din roci verzi tufogene (cărora li se asociază mici lentile de itabirite).

[2] Analist S. Iliescu.

[3] Cuarțitele negre ar putea reprezenta lidite metamorfozate (metalidite).

LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE ȘI ERUPTIVE

1. Cuaternar
2. Panonian
3. Brecii vulcanice andezitice (sarmațian inferior)
4. Tortonian
5. Banatite (granodiorite, diorite, andezite) (paleocen)
6. Cretacic (vraconian - cenomanian și turonian - coniacian)

FORMAȚIUNI METAMORFICE

7. Porfiroide (metariolite)

Seria terigenă superioară (C)

8. a. Complexul superior al șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (C_3) a. orizontul metatufurilor acide
9. Complexul mediu al șisturilor sericito-cloritoase (supradolomitic) de Padeș (C_2)
10. a. Complexul inferior al șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor (C_1) a. dolomitele de Luncani

Seria vulcanogenă bazică (B)

11. b. Complexul vulcanogen superior (B_2) a. dolomite și calcare (de Valea Izvorașului și de Tomești) b. orizontul șisturilor verzi de Tomești
12. Complexul vulcanogen inferior (B_1)

Seria terigenă inferioară (A)

13. Complexul șisturilor grafitoase (A_3)
14. Complexul șisturilor cuarțoase sericito-cloritoase (A_2)

15. Anticlinal
16. Sinclinal
17. Falie principală
18. Falie secundară
19. A — B Secțiune geologică

Sc. 1: 200 000

Fig. 1. — Schița geologică a părții de NV a Masivului Poiana Ruscăi.

Tabelul nr. 1

Analiza chimică a unui șist verde de la Iazuri

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5	S	H_2O $-105°C$	H_2O $+105°C$	CO_2	Suma
46,16	14,69	5,50	4,37	14,21	4,70	3,37	0,33	1,60	0,20	0,16	0,07	0,15	1,35	3,03	99,87

Tabelul nr. 2

Parametrii Niggli și tipul de magmă corespunzător

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*ti*	Tipul magmatic
121	23	39	29	9	0,46	0,05	3,08	gabbroid (miharaitic) *

* La calcularea valorilor Niggli, oxidul de calciu, corespunzător bioxidului de carbon (calcitul din rocă), a fost îndepărtat din analiză.

C. SERIA TERIGENĂ SUPERIOARĂ (DE PADEȘ)

Urmează în succesiune normală peste seria vulcanogenă bazică și se dezvoltă larg în părțile de V, SV și S ale zonei cercetate, precum și în partea de N a acesteia. Subdiviziunile în această serie se bazează pe decelarea unor momente importante, care au survenit în bazinul de sedimentare în timpul formării ei : încetarea recifogenezei care a dat naștere dolomitelor de Luncani și începutul magmatismului acid (care a survenit la un interval de timp după încetarea recifogenezei). S-au deosebit trei complexe stratigrafice (de jos în sus) : complexul inferior al șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor (C_1) ; complexul mediu al șisturilor sericito-cloritoase (supradolomitic) de Padeș (C_2) ; complexul superior al șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (C_3).

Complexul inferior al șisturilor sericito-cloritoase și al dolomitelor (C_1) corespunde celor trei orizonturi (I, II și III) stabilite de noi în 1964 în zona Luncani — Baloșești (17), cuprinzînd masivul dolomitic de Luncani (dolomite, dolomite calcaroase, calcare) și rocile terigene sincrone acestora (șisturi sericito-cloritoase) $\pm$ grafitoase, filite, cuarțite negre).

Complexul mediu al șisturilor sericito-cloritoase (*supradolomitic*) (C_2) se suprapune peste pachetul precedent descris și coincide cu orizontul IV separat de noi în 1965 (18). Cuprinde formațiunile predominant terigene (șisturi sericito-cloritoase $\pm$ cuarțoase $\pm$ biotitice, șisturi sericito-grafitoase ș.a.) ce se suprapun peste dolomitele de Luncani și peste șisturile sincrone acestora și care suportă primele produse tufogene importante ale vulcanismului acid. În cadrul acestui complex, alături de rocile terigene, mai apar cu totul sporadic calcare, dolomite, metatufuri bazice și acide, cuarțite negre.

În cadrul regiunii studiate, formațiunile complexului mediu se dezvoltă în zona vîrful Padeș — vîrful Prislop — valea Apa Gladnei — valea Rozalia.

Complexul superior al șisturilor sericito-cloritoase și al metatufurilor acide (C_3) se dispune normal peste formațiunile complexului mediu. El ocupă o suprafață restrînsă în colțul de SV al regiunii. Corespunde cu orizontul V, separat de noi în 1965 (18). În baza complexului se situează un orizont nu prea gros (200—250 m grosime normală) de metatufuri acide, uneori asociate cu calcare subțiri, în care sînt localizate minereuri piritoase, slab cuprifere, vulcanogen-sedimentare metamorfozate (17). Acest orizont s-ar putea paraleliza cu orizontul de metatufuri acide cu zăcăminte de sulfuri vulcanogen-sedimentare metamorfozate din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (din complexul vulcanogen superior C_5 (2)). Afirmăm acest lucru bazați și pe faptul că acest orizont se plasează atît în zona cercetată, cît și în zona Carpaților Orientali (2) în formațiuni superioare stratigrafic principalelor formațiuni carbonatice recifal-recifogene cunoscute în aceste două unități : dolomitele de Luncani (în Poiana Ruscăi) și dolomitele și calcarele de Cîrlibaba — Țibău (în Carpații Orientali) ; probabil că încetarea recifogenezei în Poiana Ruscăi și în Carpații Orientali a survenit aproximativ în aceeași perioadă de timp. Una din deosebirile principale dintre cele două unități constă în faptul că metatufurile acide sînt foarte dezvoltate în Carpații Orientali și în pachetele

stratigrafice inferioare complexului C_5 (orizontul Fundu-Moldovei), în timp ce în Poiana Ruscăi aceste metatufuri apar cu totul sporadic la nivelele stratigrafice inferioare orizontului de metatufuri acide de care ne ocupăm. Cea de-a doua deosebire ar fi că în Poiana Ruscăi masele carbonatice recifal-recifogene se întind masiv în jos pe un interval stratigrafic mai larg în comparaţie cu Carpaţii Orientali.

În partea de N şi cea de NE a Masivului Poiana Ruscăi, metatufurile acide sînt străbătute de dykeuri de porfiroide[4], de care sînt legate genetic mineralizaţii hidrotermale metamorfozate de Cu, Pb, Zn, Sn etc. (Muncelul Mic, valea Dobra (11)). Acestea s-au pus în loc într-o fază mai tîrzie decît acumulările vulcanogen-sedimentare piritoase slab cuprifere, localizate în orizontul metatufurilor acide (zona Dîmbul cu Fier).

Compoziţia chimică şi mineralogică diferită a acestor două tipuri de mineralizaţii pledează pentru o diferenţiere în timp a unor veniri hidrotermale succesive, legate genetic de magmatismul acid care a dat naştere rocilor tufogene acide şi porfiroidelor.

Întrucît în Carpaţii Orientali se constată o situaţie similară în ceea ce priveşte ordinea de formare a metatufurilor acide şi a dykeurilor de porfiroide, se poate ajunge la o concluzie similară celui din Poiana Ruscăi: zăcămintele de sulfuri sedimentar-vulcanogene metamorfozate asociate metatufurilor acide (Bălan, Leşul Ursului, Fundu-Moldovei, Burloaia) pot fi considerate ca fiind mai vechi decît zăcămintele filoniene de sulfuri metamorfozate (Cîrlibaba, Dealul Fluturica, Burloaia, pîrîul Cisla ş.a.).

Peste orizontul metatufurilor acide urmează în continuare formaţiuni predominant terigene, în care se intercalează sporadic metatufuri acide şi calcare.

ROCILE METAERUPTIVE

Rocile metaeruptive din regiune sînt reprezentate prin metagabbrouri şi porfiroide.

1. Metagabbrourile constituie apariţii sporadice, alcătuind mici silluri, localizate în seria vulcanogenă bazică; la NV de Luncani (la S de Valea lui Liman şi pe pîrîul Vătrani); la Tomeşti; la SV de Fărăşeşti; în valea Izvoraşului (S de Poieni).

Ele sînt alcătuite din hornblendă verde-albăstruie, feldspat plagioclaz, albit, calcit, epidot, clorit, cuarţ şi titanit. Hornblenda verde-albăstruie prezintă uneori o tendinţă de decolorare, iar în porţiunile terminale, precum şi pe clivaje apare adeseori cloritul. Uneori, hornblenda este transformată într-un agregat de clorit şi epidot. Feldspatul plagioclaz este deseori transformat în albit, epidot şi calcit. Titanitul apare în cantităţi mici în rocă. Cuarţul apare relativ sporadic. Aceste roci au fost considerate înainte drept metadiorite (15), (24). Analizele chimice[5] asupra a două probe de astfel de roci (proba nr. 1 de pe pîrîul Vătrani şi proba nr. 2 de pe valea Izvoraşului) pun însă în evidenţă natura lor gabbroidă. Analizele chimice, parametrii Niggli şi tipurile magmatice corespunzătoare sînt redate în tabelele nr. 3 şi 4.

[4] H. Kräutner, Fl. Kräutner, M. Mureşan şi G. Mureşan, *Prezentarea hărţii 1:50 000 a formaţiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a Masivului Poiana Ruscăi*, Arh. Com. geol., 1965.

[5] Executate de C. Popescu.

Tabelul nr. 3

Analize chimice de metagabbrouri din partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi

Nr. crt.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	S	CO_2	H_2O $-105°C$	H_2O $+105°C$	Suma
1	51,74	18,41	7,00	1,70	0,28	3,20	8,82	4,58	1,27	0,77	0,18	abs.	0,20	1,37	99,52
2	41,24	15,51	9,02	5,93	0,28	10,20	9,24	3,25	0,15	2,25	0,09	1,97	0,09	1,00	100,20

Tabelul nr. 4

Parametrii Niggli și tipul de magmă corespunzător

Nr. crt.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*ti*	Tipul magmatic	Observații
1	139	29	31,6	25,3	14,1	0,40	0,15	1,45	leucogabbroid (subtipul belugitic)	—
2	83,5	18,5	54,9	20	6,5	0,34	0,03	3,45	*fm*—gabbroid (slab alcalin)	corectat CO_2

În Poiana Ruscăi, roci asemănătoare din punct de vedere mineralogic şi petrografic apar la Socet, pe Valea Bătrîna şi în zona Groş, zone în care ele au fost descrise, ca şi în regiunea cercetată de noi, drept metadiorite. Este foarte posibil ca aceste roci să reprezinte tot metagabbrouri, produse ale magmatismului bazic iniţial.

Aceste roci metaeruptive nu s-au adaptat perfect condiţiilor termodinamice ale subfaciesului cuarţ-albit-muscovit-clorit în care au fost metamorfozate rocile terigene şi tufogene înconjurătoare (15). Rocile terigene şi tufogene s-au putut adapta perfect condiţiilor termodinamice din timpul metamorfismului regional, datorită faptului că materialul iniţial era în general fin granulat, poros şi poseda apă interstiţială; gabbrourile, compacte şi practic lipsite de apă, au prezentat o inerţie relativ mare la adaptarea mineralogică faţă de noile condiţii termodinamice din timpul metamorfismului regional. Aceasta rezultă din prezenţa, în aceste roci, a hornblendei verde-albăstrui (specifică subfaciesului cuarţ-albit-almandin), care reprezintă un stadiu de tranziţie metastabil de la piroxenii iniţiali (actualmente total transformaţi) la clorit, stadiu care n-a fost depăşit decît în parte (începuturi de cloritizare ale hornblendei).

2. Rocile porfiroide apar în valea Rozalia sub forma unui dyke orientat NE — SV, intrus în seria terigenă superioară. Porfiroidele sînt alcătuite din fenocristale relicte de cuarţ şi feldspat (albit şi microclin) prinse într-o matrice cuarţo-felspatică sericitică. În rocă mai apar cantităţi mici de biotit parţial transformat în clorit. Structura acestor roci este blastoporfirică (respectiv porfirică relictă), iar textura este orientată pînă la şistoasă. Porfiroidele descrise reprezintă riolite metamorfoz regional (metariolite), fiind produse ale magmatismului acid premetamorfic.

CONSIDERAŢII DE ORDIN TECTONIC

Formaţiunile cristaline, care constituie majoritatea suprafeţei luate în considerare, aparţin unităţii epimetamorfice din Masivul Poiana Ruscăi. Din punct de vedere structural, rocile cristaline din zona cercetată se înscriu pe cele două flancuri ale anticlinoriului Arănieş — Poieni (structura majoră a unităţii epimetamorfice), a cărui direcţie generală, în masiv, este E—V.

În nordul regiunii, cutele din partea sudică a anticlinoriului (anticlinalul Drăgoiului, anticlinalul Pîlcului, sinclinalul Scalinului, anticlinalul Pustînii) sînt orientate NV—SE şi chiar N—S. Pe flancul sudic al aceleiaşi structuri majore, structurile (anticlinalul şi sinclinalul Iazuri, anticlinalul şi sinclinalul Padeş) sînt orientate E — V şi chiar VSV — ENE. Această situaţie arată, după părerea noastră, prezenţa unor structuri în virgaţie, care în Poiana Ruscăi încep să apară din zona Văii Bătrîna spre V (pînă în regiunea studiată) pe flancul nordic al anticlinoriului Arănieş — Poieni şi care au fost condiţionate de importantele variaţii de grosime ale rocilor carbonatice recifal-recifogene (18).

În regiune s-au deosebit dislocaţii direcţionale şi oblice. În categoria faliilor direcţionale se înscrie linia Muncelu — Poieni, care în regiune afectează zona centrală a anticlinoriului Arănieş — Poieni, punînd în con-

tact tectonic flancul nordic al acestei structuri cu cel sudic. De-a lungul acestei falii, compartimentul nordic este coborît în comparație cu cel sudic. Ea este cea mai veche dislocație din zona cercetată, fiind intersectată de faliile oblice. Acestea din urmă aparțin la două sisteme, foarte răspîndite în Masivul Poiana Ruscăi, unele orientate NE — SV, iar altele NV — SE. Sistemul de falii NE este îndeobște mai nou decît cel NV, pe care-l întretaie.

Din cele expuse și din relațiile locale existente între diversele dislocații, reiese că acestea au cel puțin 4—5 vîrste relative de formare (eventual rejucare).

Corpurile importante de roci eruptive mezozoice, paleocene și neogene au utilizat frecvent sistemele de fracturi oblice : doleritele mezozoice s-au localizat mai ales pe fracturile orientate NE — SV (3); magmele banatitice au utilizat ambele sisteme de dislocații oblice ; dykeurile de roci magmatice neogene sînt orientate NV — SE.

CONSIDERAȚII ASUPRA EVOLUȚIEI GEOLOGICE A REGIUNII

Formațiunile epimetamorfice din regiune provin din metamorfozarea regională a unei stive groase de sedimente marine terigene, tufogene și recifal-recifogene ; în această stivă erau intruse premetamorfic roci magmatice bazice și acide (gabbrouri, riolite) (fig. 2). Prezența produselor magmatismului bazic inițial conferă bazinului de sedimentare respectiv caracterul de eugeosinclinal.

Din analiza succesiunii stratigrafice a formațiunilor epimetamorfice, apare clar semnificația termenului de „serie", înțeles ca o subdiviziune stratigrafică majoră care corespunde unei etape importante, bine definite, în evoluția bazinului de sedimentare. Acest conținut exprimă în același timp posibilitatea ca formațiunile seriei să se poată urmări pe distanțe mari și foarte mari de-a lungul unei catene muntoase, deoarece însești condițiile de ansamblu în care s-a format o serie au fost relativ constante pe întinderi apreciabile în bazinul de sedimentare respectiv. Astfel, seria terigenă inferioară corespunde unei perioade de sedimentare predominant terigene și relativ omogenă la aceleași nivele stratigrafice (variații faciale laterale relativ neimportante) ; această omogenitate atestă în același timp faptul că fundul bazinului nu prezintă denivelări însemnate, ceea ce a asigurat uniformitatea avansată a condițiilor de sedimentare. Seria vulcanogenă bazică marchează activitatea maximă a vulcanismului bazic extruziv (aparținînd magmatismului inițial). În acest timp se depuneau și formațiuni terigene și mici acumulări ferifere, vulcanogen-sedimentare (actualele itabirite, acumulările de magnetit).

Vulcanismul bazic a fost favorizat de apariția fracturilor adînci direcționale în eugeosinclinal, fracturi pe care s-au putut insinua magmele bazice ce au dat naștere atît produselor tufacee bazice, cît și actualelor metagabbrouri (care sînt mai noi decît tufurile bazice).

În acest timp, producîndu-se fracturi și mișcări, fundul submarin începe să se deniveleze, luînd naștere zone ridicate (tot submarine), alungite direcțional, pe care pot să se instaleze formațiuni recifale favorizate și de prezența produselor vulcanismului bazic. O astfel de barieră recifală

(cu formaţiuni recifogene conexe) s-a constituit în timpul depunerii complexului superior al seriei vulcanogene bazice, contribuind într-o mare măsură la diversificarea condiţiilor de sedimentare în geosinclinal, prin dirijarea curenţilor marini, care îşi vor fi schimbat astfel direcţia de transport în bazin precum şi conţinutul în material transportat (în spatele şi în faţa barierei, compoziţia materialului transportat poate fi diferită).

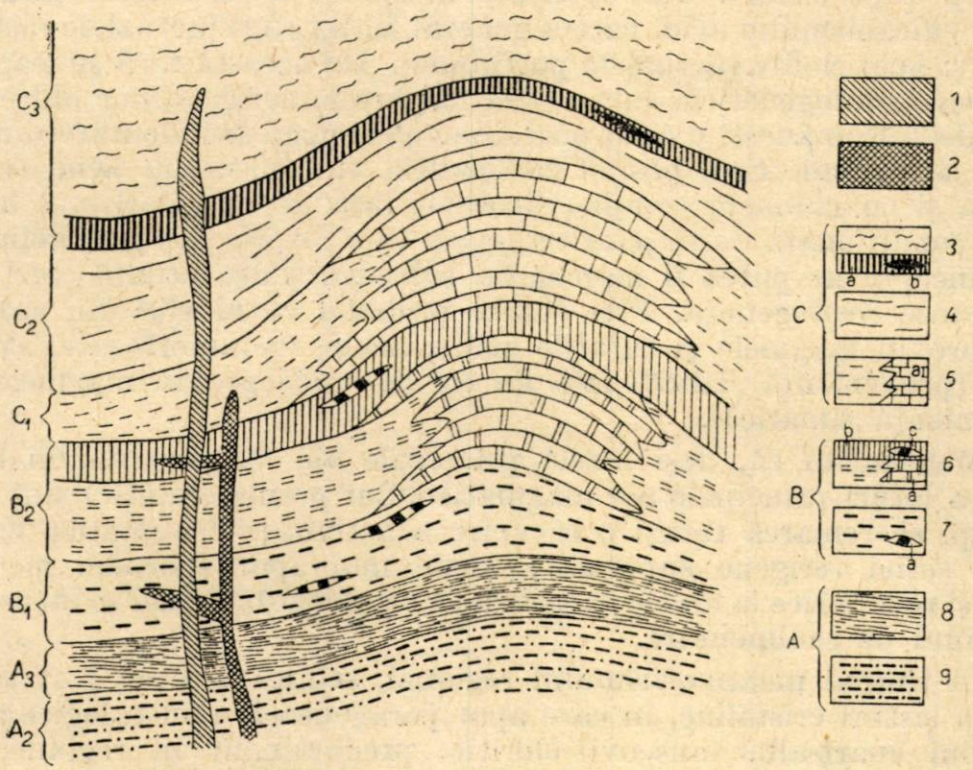


Fig. 2. — Principalele relaţii stratigrafice şi magmatice premetamorfice în partea de NV a Masivului Poiana Ruscăi.

1, Porfiroide (metariolite); 2, metagabbrouri; C, seria terigenă superioară (de Padeş): 3, complexul superior al şisturilor sericito-cloritoase şi al metatufurilor acide (a, orizontul metatufurilor acide; b, acumulări de pirită vulcanogen-sedimentare); 4, complexul mediu al şisturilor sericito-cloritoase (supradolomitic); 5, complexul inferior al şisturilor sericito-cloritoase şi al dolomitelor (a, dolomitele de Luncani); B, seria vulcanogenă bazică (de Tomeşti): 6, complexul vulcanogen superior (a, dolomite şi calcare — de Valea Izvoraşului şi de Tomeşti; b, orizontul şisturilor verzi de Tomeşti; c, acumulări ferifere vulcanogen-sedimentare în faciesul de oxizi); 7, complexul vulcanogen inferior (a, acumulări ferifere vulcanogen-sedimentare în faciesul de oxizi); A, seria terigenă inferioară (de Bătrîna): 8, complexul şisturilor grafitoase; 9, complexul şisturilor cuarţoase sericito-cloritoase.

Către sfîrşitul activităţii vulcanogene bazice, o mişcare de subsidenţă mai accentuată a coborît formaţiunile recifale sub nivelul lor minim de existenţă, provocînd încetarea procesului de recifogeneză. Sedimentarea continuînd, formaţiunile barierei au fost acoperite cu sedimente noi. După un timp oarecare, o nouă mişcare de ridicare determină reinstalarea recifelor pe vechea barieră, înecată parţial în sedimente [6]. Cu acest moment începe practic seria terigenă superioară.

În prima parte a intervalului de timp, corespunzător complexului inferior al seriei terigene superioare, formaţiunile barierei recifale continuă

[6] O concluzie similară se impune şi pentru partea estică a Masivului Poiana Ruscăi, întrucît şi acolo între formaţiunile carbonatice recifal-recifogene din seria vulcanogenă bazică (dolomitele şi calcarele de Groş) şi cele din seria terigenă superioară (dolomitele de Hunedoara) se interpune un orizont şistos, alcătuit din roci terigene şi tufogene bazice.

să se dezvolte, iar în zonele adiacente se depun sedimentele terigene sincrone recifelor. La un moment dat, probabil tot datorită unei mișcări accentuate de subsidență, recifogeneza principală încetează, de data aceasta definitiv, în regiune.

Sedimentele care se depun după această perioadă au un caracter net terigen și sînt relativ uniforme petrografic. La un oarecare interval de timp după sistarea recifogenezei, începe să se manifeste faza principală a vulcanismului acid, care a generat întîi tufuri (actualele metatufuri acide) și apoi riolite (actualele porfiroide). De această fază se leagă și activitatea metalogenetică, care a dat naștere mineralizațiilor hidrotermale de Pb de la Românești și celor piritoase vulcanogen-sedimentare din partea sudică a regiunii. Este posibil ca apariția vulcanismului acid, ca o fază tardivă și cu chimism complet deosebit față de magmatismul bazic, să fi fost condiționată de mișcări tectonice care au afectat geosinclinalul, al căror început ar putea fi marcat de subsidența accentuată care a făcut să înceteze recifogeneza. Este foarte probabil ca nivelul din scoarță de unde provin magmele și tufurile acide, acum metamorfozate, să fie superior (proveniență sialică) față de cel de unde provin magmele bazice (proveniență simatică).

Menționăm că, deși fazele principale ale magmatismului bazic și acid (ca laturi principale ale magmatismului premetamorfic) sînt diferite în timp, se remarcă totuși o revenire a activității magmatice bazice în cadrul seriei terigene superioare, unde mai apar sporadic metatufuri bazice și roci bazice la nivele în care deja magmatismul acid se făcuse simțit în bazinul de sedimentare.

În timpul metamorfismului regional, sedimentele au fost transformate în șisturi cristaline, în care apar paragenezele mineralogice ale subfaciesului cuarț-albit-muscovit-cloritic, predominant în regiune, și ale subfaciesului cuarț-albit-muscovit-biotitic, răspîndit mai ales în partea de SV a regiunii.

Ulterior și în răstimpul dinaintea jurasicului superior (malm), șisturile cristaline au fost străbătute de dolerite și peridotite, care reprezintă ecouri ale intensei activități magmatice mezozoice din Munții Drocea și Metaliferi.

După perioada de cutare și metamorfozare a formațiunilor geologice care constituie fundamentul zonei cercetate, regiunea a fost multă vreme exondată, primele depozite sedimentare mai vechi, cunoscute în regiune, aparținînd vraconian-cenomanianului (Pietroasa) și turonian-coniacianului (la E de Dobra), care se dispun transgresiv pe rama nordică a formațiunilor cristaline. Este posibil ca acumulările reziduale feromanganifere din regiune să fie albiene, ca cele din bazinul Rusca Montană.

În paleocen, în părțile de V și de S ale regiunii s-au intrus magme care au dat naștere actualelor roci banatitice (9).

Primele produse ale vulcanismului subsecvent neogen apar în helvețian și sînt reprezentate prin tufurile sudate riolitice de la Tomești, care au putut fi în parte distruse de noi explozii vulcanice (din aceeași fază eruptivă), dînd naștere breciilor vulcanice cu elemente de tufuri sudate riolitice de la Românești.

În timpul miocenului, atît formațiunile cristaline din partea nordică a regiunii, cît și depozitele cretacicului au fost acoperite de apele mării tor-

toniene. În timpul sarmaţianului inferior are loc o intensă activitate vulcanică extruzivă, cînd s-au format breciile vulcanice, străpunse mai tîrziu de filoane de andezite bazaltoide (pliocen superior?).

Judecînd după alura anomaliilor magnetice puse în evidenţă în partea nordică a regiunii de A. Ştefănescu[7] şi pe baza ivirilor izolate de brecii vulcanice din zona acestor anomalii care ies de sub depozitele panoniene, este foarte posibil ca sub panonian aceste brecii să aibă o largă dezvoltare înspre nord de Dobra — Lăpugiul-de-Jos — Pietroasa — Românești, tinzînd să se unească formaţiunile vulcanice similare de la sud de Mureş (zona Tisa — Pojoga) şi cele de la nord de acesta (zona Vica — Sîrbi).

Panonianul, prin depozitele sale, se dispune transgresiv peste cristalin, cretacic şi miocen (reprezentat prin depozite sedimentare şi brecii vulcanice). În cuaternar au loc erupţii de bazalte (sillul de la Făgeţel).

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA STRATIGRAPHIE ET L'ÉVOLUTION DES TERRAINS CRISTALLOPHYLIENS DU NO DU MASSIF DE POIANA RUSCĂI

RÉSUMÉ

I. Au point de vue stratigraphique, les formations épimétamorphiques du NO du massif de Poiana Ruscăi appartiennent à trois séries qui constituent une succession normale — la série terrigène inférieure (de Bătrîna) (A), constituée du complexe des schistes quartzeux séricito-chloriteux et du complexe des schistes graphiteux (à la partie supérieure); — la série volcanogène basique (de Tomeşti) (B), formée du complexe volcanogène inférieur (B_1) (qui se caractérise par l'abondance des roches vertes tufogènes, intercalées en roches terrigènes) et le complexe volcanogène supérieur (B_2) (caractérisé par le large développement des roches carbonatées récifal-récifogènes et de celles terrigènes aux dépens des schistes verts tufogènes); — la série terrigène supérieure (de Padeş) (C) qui comporte le complexe inférieur des schistes séricito-chloriteux et des dolomies (C_1), le complexe moyen des schistes séricito-chloriteux (superdolomitique) (C_2) et le complexe supérieur des schistes séricito-chloriteux et des métatufs acides (C_3).

II. Les schistes verts-produits de métamorphisme de tufs et tuffites basaltiques (le phénomène a été relevé par l'interprétation d'une analyse chimique d'une telle roche) et spillitiques sont antérieurs aux intrusions basiques métamorphisées qui ont un chimisme gabbroïde. Les produits du volcanisme acide prémétamorphique, qui, pris dans leur ensemble, sont plus récents que ceux basiques, sont réprésentés par des

[7] A. Ştefănescu, *Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ executate în Poiana Ruscăi de N (zona Poieni — Fărăşeşti — Pietroasa)*, Arh. Com. geol., 1959.

A. Ştefănescu, M. Popescu-Brădet şi Lucia Popescu-Brădet, *Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ din regiunea Fărăşeşti — Pietroasa — Lăpugiul-de-Sus — Roşcani — Bătrîna*, Arh. Com. geol., 1960.

métatufs acides et métarhyolites (ultérieurs aux produits pyroclastiques acides). De petites accumulations volcanogènes-sédimentaires d'itabirites et de magnétites se rattachent au volcanisme basique prémétamorphique ; la genèse des minéralisations hydrothermales de plomb et des accumulations volcanogènes-sédimentaires de pyrites faiblement cuprifères est liée au volcanisme acide.

III. Dans la région apparaît un anticlinorium important dont les plis, disposés sur les deux flancs sont divergents les uns par rapport aux autres décelant une structure en virgation, conditionnée par la variation prononcée de l'épaisseur des roches carbonatées.

IV. L'examen de la stratigraphie des schistes cristallins indique l'évolution du géosynclinal dans lequel ils se sont formés. Une sédimentation uniforme de caractère terrigène est suivie d'une intense activité magmatique basique que favorise l'apparition des fractures profondes dans le géosynclinal.

Au cours de la formation de la série volcanogène basique le soubassement a subi un mouvement de soulèvement dans certaines zones dans lesquelles des formations récifales se sont installées. Les mouvements de forte subsidence ultérieurs (survenus pendant la formation de la série terrigène supérieure) qui ont déterminé la fin de la récifogenèse ont stimulé le déclenchement du volcanisme prémétamorphique acide. Les processus de métamorphisme régional ont transformé les sédiments en roches cristallines épimétamorphiques dans les conditions du facies de schistes verts.

V. Les formations métamorphisées ont été traversées par des corps magmatiques mis en place avant le Malm (dolérites), pendant le Paléocène (banatites), au Néogène (andésites) et au Quaternaire (basaltes). Dans le N, les schistes cristallins sont recouverts de dépôts sédimentaires crétacés (Vraconien — Cénomanien et Turonien — Coniacien) tortoniens et pannoniens et de pyroclastites néogènes (tufs soudés rhyolitiques helvétiens, brèches volcaniques andésitiques sarmatiens).

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I. și Bercia Elvira, *Cercetări microtectonice în reg. Ghelar — Teliuc (Munții Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), *1.*
2. Bercia I., Bercia E., Kräutner H., Kräutner Fl. și Mureșan M., *Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mesozoică a Munților Bistriței (Crapații Orientali)*, Dări de seamă Com. geol., 1967, **LIII** (1965—1966), *1.*
3. Chivu C., *Considerații geologice și tectonice în regiunea Gladna Română — Munții Poiana Ruscă*, Rev. Min., 1964, *1.*
4. Dimitrescu R., *Observațiuni geologice asupra regiunii calcarelor de Hunedoara (Poiana Ruscă de est)*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL** (1952—1953).
5. Fabriès I., *Les formations cristallines et métamorphiques du NE de la province de Séville (Espagne)*, Science de la Terre, 1963, Mem. 4.
6. Gheorghiu C., *Studiul geologic al văii Mureșului, între Deva și Dobra*, An. Inst. geol., 1954, **XXVII.**
7. Gheorghiu C. și Mareș I., *Erupțiunile neogene din valea Mureșului (regiunea Deva — Zam) și particularitățile petrografice ale rocilor*, Soc. de șt. nat. și geogr. din R.P.R., Comunicări de geologie, 1963, **II.**
8. Giușcă D., Cioflica Gr. și Savu H., *Vulcanismul mesozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni)*, Congr. V al Asoc. geol. Carp.—Balc., București, 1963, **II** (1961).
9. — *Caracterizare petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. Stat Geol., 1966, **XXXV.**

10. Givulescu R., *Sur la présence d'un bloc conglomératique fossilifère crétacé dans les marnes. tortoniennes de Lăpugiul de Sus*, Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj, 1944, **VIII**, *1*.
11. Kräutner H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă)*, Congr. V al Asoc. geol. Carp.—Balc., Mineralogie-Petrografie, Bucureşti, 1963, **II** (1961).
12. — *Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
13. Lapadue-Hargues P., *Observations à propos des amphibolites*, C. R. Soc. Géol. France, 1958, *6*.
14. Maier O., Mureşan G. şi Mureşan M., *Structura geologică a regiunii Teliuc — Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), *1*.
15. Mureşan M., *Studii geologice în cristalul epimetamorfic din partea de NW a masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1964 a. **L** (1962—1963), *2*.
16. — *Consideraţiuni asupra corelaţiilor între cartarea stratigrafică structurală a cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă şi datele magnetometrice*, Dări de seamă Com. geol., 1964 b, **L** (1962—1963), *2*.
17. — *Studii geologice în regiunea Tomeşti — Luncani — Gladna Română (Poiana Ruscă de NW)*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LI** (1963—1964), *1*.
18. — *Interdependenţa stratigrafico-structurală în formaţiunile epimetamorfice din partea de NW a masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII** (1964—1965), *1*.
19. Niţulescu O., *Contribuţiuni la studiul geologic al reg. Lăpugiul de Sus (Hunedoara)*, Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj, 1930, **IV**, *1*.
20. Papiu V. C., *Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1956 (1952—1953).
21. Papiu V. C., Popescu A. şi Serafimovici V., *Consideraţii petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă*, Congr. V al Asoc. geol. Carp.—Balc., Bucureşti, 1963, **II** (1961).
22. Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureşan M. şi Kräutner Fl., *Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Ruschiţa (Poiana Ruscă)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, partea a II-a.
23. Popescu A., *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Luncani — Tomeşti*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), *1*.
24. Savu H., *Asupra erupţiunilor neogene din partea de nord a masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIII** (1955—1956).
25. Turner F. J. a. Verhoogen J., *Igneous and metamorphic petrology*, New York, 1951.

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei

Primită în redacţie la 14 decembrie 1966.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA GREBENIȘ – DOBRA

DE

A. VANCEA

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

55 (05)

DOMUL GREBENIȘ

Poziția geografică

Regiunea se află situată în zona centrală a Bazinului Transilvaniei, delimitată la nord de localitățile Pogăceaua — Șincai, la est de o linie care trece pe la est de Mădăraș — Ciptelnic — Band, spre sud de localitățile Căpușu — Papiu Ilarian, iar spre nord de Bărboși — Șăulia. Din punct de vedere administrativ aparține județului Harghita.

Grebenișul se află situat lîngă șoseaua națională care leagă orașul Tg.-Mureș cu Sărmășel — Cluj, Dobra găsindu-se la 6 km sud-vest de Grebeniș. O linie ferată îngustă leagă domul Grebeniș cu Miheșu de pe linia Luduș — Bistrița și cu Tg.-Mureș.

Din punct de vedere hidromorfologic, regiunea aparține unității morfologice Cîmpia Transilvaniei, este jalonată de cîteva înălțimi mai importante, care reprezintă cote trigonometrice : Dobra (479), D. Leorinții (516), D. Vulturul (484), D. Hîrtoape (458), care încadrează alte înălțimi cu media de circa 400 m.

Cea mai importantă vale din zona studiată este valea Tăului cu pîrîul Comlodului. Altitudinea medie a văilor este de 335 m.

Cunoștințe anterioare

Pe unele hărți mai vechi, anticlinalul Șincai apare orientat spre Mădăraș, arcuindu-se spre sud-vest către Icland, de unde ia direcția spre Sînpaul. Structura Grebeniș nu este semnalată, iar sinclinalul Săulia trece pe la Dobra (fig. 1).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 125–135 București 1968

Aflorimentele tufurilor de-a lungul anticlinalului Sărmăşel — Ogra au fost cercetate cu mult timp înainte. Toate aflorimentele de tufuri întîlnite au fost considerate ca aparţinînd nivelului tufului de Sărmaş. Nu s-a cunoscut în acel timp că în regiune sînt cel puţin şase nivele de tufuri mai importante şi numeroase intercalări mai subţiri.

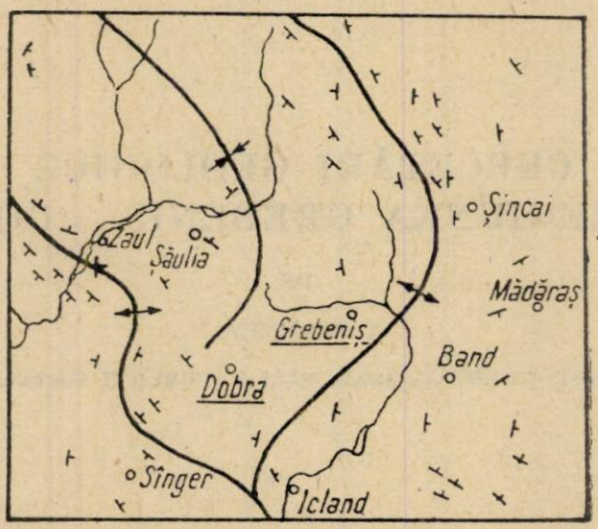


Fig. 1. — Anticlinalul Şincai — Icland şi Zau de Cîmpie (după H. Böckh). Scara 1 : 300 000.

În anul 1935, D. Ciupagea (1), efectuînd un studiu de amănunt în regiunea domului Şincai, a stabilit limita miocen-pliocen începînd de la nord de Berghia pînă aproape de Ercea, servindu-se de orizontul marnelor foioase cu tuf de Bazna. A stabilit de asemenea succesiunea stratigrafică a sarmaţianului pe intervalul de la limita cu pliocenul pînă la orizontul tufurilor de Sărmăşel [1].

În ansamblul de strate deschise în regiunea domului Şincai, de circa 900 m grosime, marnele formează pachete importante de pînă la 100 m, iar nisipurile apar în bancuri de 10—60 m. În această succesiune de strate se află intercalate numeroase tufuri : tuful de Bazna, tufurile superioare sarmaţiene cu tuful de Bozed, tuful de Rîciu, tuful cu calcare, tufurile de Sărmăşel şi tuful de Şincai. Regiunea Dobra nu a fost cercetată ; ea a fost înglobată în flancul de nord al domului Sînger, iar domul Grebeniş a fost cuprins în zona sinclinală ce-l separă de domul Şincai.

CARACTERIZARE GEOLOGICĂ

Stratigrafia

Regiunea Grebeniş este acoperită cu depozite sarmaţiene ; pliocenul ocupă numai partea de la est de Band şi Mădăraş, unde sînt prezente cele două etaje ale sale : ponţianul şi pliocenul inferior (fig. 2).

[1] D. Ciupagea, *Raport geologic. Regiunea Sînger — Ogra*, D.G.G.M., Mediaş, 1942.

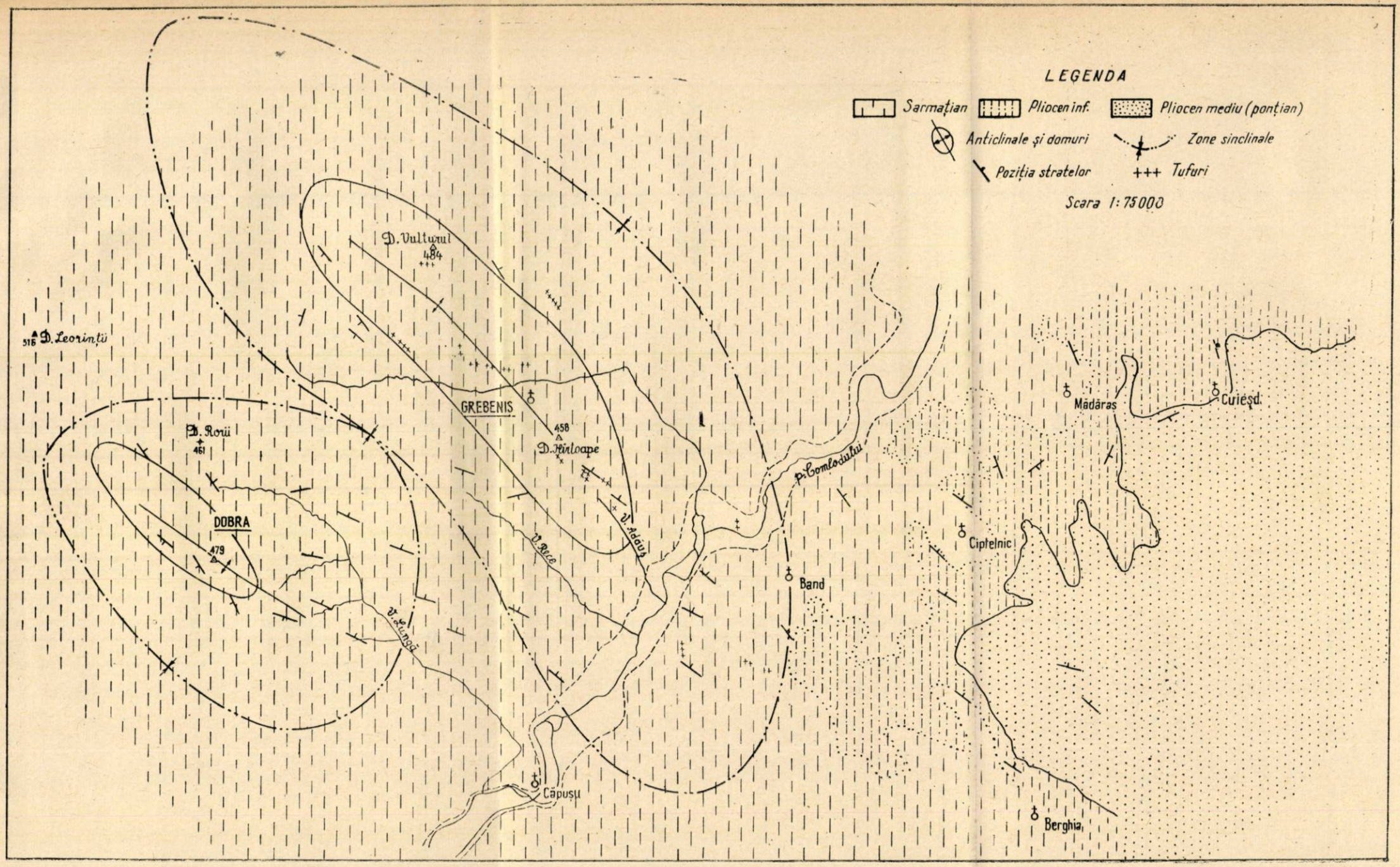
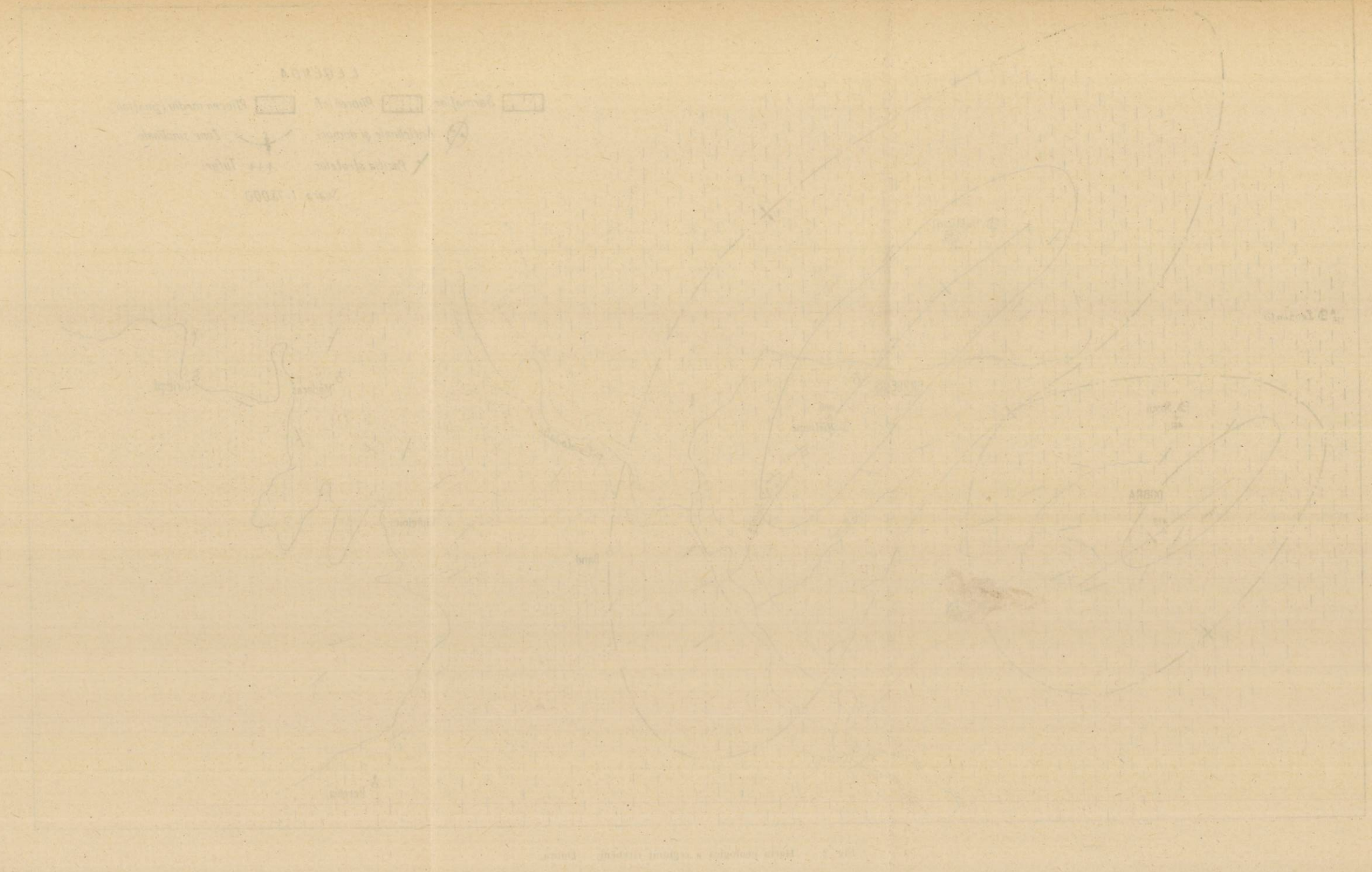


Fig. 2. — Harta geologică a regiunii Grebeniş — Dobra.



Pliocenul. Prezența depozitelor pliocene a fost determinată cu ajutorul marnelor șistoase cu tuf de Bazna, care apar la nord de satul Berghia. Din punct de vedere stratigrafic, pachetul de marne cu tuf de Bazna se află situat în partea medie a pliocenului inferior, a cărui prezență în Bazinul Transilvaniei se poate demonstra cu ajutorul datelor micropaleontologice. Complexul de nisipuri de la Bazna, care formează suportul marnelor cu tuf de Bazna, trebuie conceput ca un facies al nisipurilor și conglomeratelor pliocene cu congerii și melanopside de pe bordura de est și sud-est a bazinului, care repauzează discordant pe sarmațianul mediu fosilifer.

P o n ț i a n u l. În regiunea de la est de Band, ponțianul este reprezentat prin „marnele de bază", cu care începe ponțianul în Bazinul Transilvaniei. Marnele acestea le găsim în regiunea cercetată la nord-est de Berghia, la est și sud de Cuieșd, la Hărțău, Pănet, la sud de Voiniceni și de Sîntana. Sînt cenușii, pe alocuri gălbui, cu intercalări de nisipuri și strate de marne albe calcaroase.

Asociația microfaunistică a unor probe de la partea inferioară a acestor marne este formată exclusiv din ostracode, dintre care au fost identificate [2]:

— *Pontoniella acuminata* (Zal.),
— *Lineocypris trapezoidea* (Zal.),
— fragmente de ostracode.

P l i o c e n u l i n f e r i o r. Depozitele pliocenului inferior aflorează la nord de localitatea Berghia, unde, începînd de la altitudinea de 335 m în sus, se pot vedea alternanțe de marne cu nisipuri de circa 15 m grosime, dispuse în strate de grosimi variabile. Deasupra lor, la 348 m altitudine, apare un nivel inferior de calcare dure, grele, gălbui. În continuare urmează tot nisipuri cu intercalații de marne, care suportă, la 374 m altitudine, un al doilea nivel de calcare, iar la 382 m altitudine apare tuful de Bazna.

Deasupra tufului de Bazna sînt din nou nisipuri cu intercalații de marne, pe care D. C i u p a g e a le echivalează cu „nisipurile de Sighișoara". Ele sînt într-adevăr echivalentul stratigrafic al nisipurilor de Sighișoara, unde, pe malul de nord al Tîrnavei, sînt deschise la altitudinea de 350—430 m bancuri de nisip cu concrețiuni și care conțin un strat de 1 m grosime de conglomerat cu elemente de pînă la 20 m diametru cu *Congeria* și melanopside [3].

La Apold, sud de Sighișoara, sub nisipurile cu melanopside și congerii se găsește un conglomerat situat între nivele de calcare dure, care conțin fosile caracteristice pentru sarmațianul mediu: *Cerithium pictum* Bast, *Cerithium disjunctum* Sow., *Mactra podolica* Eichw.

În regiunea cercetată nu se găsesc fosile; apar însă la nord de Berghia, apoi la Ciptelnic — Cuieșd, două nivele de calcare la interval

---

[2] F l o r i c a N e g o i ț ă, E c a t e r i n a P o p e s c u, D i a n a D i m a și M i r c e a L e u, *Studiul ostracodelor pliocene și sarmațiene din Depresiunea Precarpatică și Platforma Moesică*, Tema 178, I.C.P.G., București, martie 1966.

[3] D. C i u p a g e a, *Raport geologic asupra regiunii din jurul Sighișoarei*, D.G.G.M., 1930, nr. 72.

stratigrafic de 26—30 m, iar deasupra nivelului superior de calcare, la interval de numai cîțiva metri, aflorează marnele șistoase cu tuf de Bazna.

Analizînd micropaleontologic zona aceasta cu calcare de la partea inferioară a tufului de Bazna, situată la nord de Berghia, găsim că, pe lîngă forme caracteristice de microfaună, conține un număr foarte mare de forme remaniate din formațiuni preexistente.

Dintre formele caracteristice pentru pliocenul inferior au fost identificate: *Streblus beccarii* (Linné) și ostracodul *Cyprideis heterostigma sublitoralis* Pokorny.

Dintre formele remaniate au fost întîlnite: *Globigerina linneana* (d'Orb.), *Hyperammina elongata* Brady, *Rabdamina linearis* Brady, *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehr.).

Probele recoltate deasupra tufului de Bazna, pînă la 400 m altitudine, conțin aceeași asociație de microfosile care a fost găsită și sub tufului de Bazna, aparținînd pliocenului inferior. Probele de la 420 m altitudine aparțin deja ponțianului.

Potrivit indicațiilor obținute prin analiza micropaleontologică, s-a trasat limita superioară a pliocenului inferior la baza marnelor ponțiene, urmărind traseul marnelor cu tuf de Bazna, iar limita inferioară a fost trasată la nivelul inferior al calcarelor dolomitice.

Sarmațianul. Reprezentat prin marne, nisipuri, tufuri, acoperă o suprafață întinsă în regiunea domurilor Grebeniș — Dobra. Începînd de la limita cu pliocenul, unde este acoperit transgresiv, stratigrafia sarmațianului poate fi urmărită spre vest pînă în zona de centru a domului Grebeniș.

La sud de Band, în Dealul Căstei, pe versantul de nord-vest, întîlnim nisipuri a căror analiză arată că aparțin pliocenului. La partea inferioară a nisipurilor întîlnim marne cu calcare; urmează apoi în Dealul Peșterii tufurile superioare ale sarmațianului. Se pot vedea aici trei strate de tufuri: unul superior de 0,20 m și două strate subțiri de 0,06 m pe un interval de 50 m.

La sud-vest de Band și la nord-vest de Dealul Peșterii sînt deschideri importante în care se constată prezența unor nivele de tufuri: unul superior de 0,80 m; cu 15 m mai jos, un tuf de 0,50 m; și cu 60 m mai jos, un al doilea strat de tuf, tot de 0,50 m.

Acestea formează grupul tufurilor superioare ale sarmațianului, între care stratul de 0,90 m reprezintă stratigrafic și litologic tufuul de Bozed din regiunea domului Șincai.

În continuare, în direcția nord-vest, pe valea Adăuș, sînt deschise aceleași tufuri, care se întîlnesc și la nord de localitatea Grebeniș. Se pot vedea aici în Dealul Hîrtoape două strate mai importante de tuf: unul superior, grezos, friabil, de 0,90 m, apoi altul inferior, cu 60 m mai jos, de 0,50 m grosime. Pe un torent, în complexul de strate deschise în cărămidăria Grebeniș, se pot observa alte tufuri mai subțiri, intercalate într-un pachet de strate de circa 80 m grosime. Numărul și grosimea acestor tufuri superioare pot varia; identificarea lor la distanțe mai mari nu este sigură.

Restul depozitelor sarmațiene în adîncime au fost deschise prin sonde

Tectonica

Tectonica depozitelor sarmațiene din regiune este caracterizată prin dezvoltarea domului Grebeniș, cu orientarea NV—SE. Forma generală a domului poate fi regăsită și în unele forme de relief, flancurile fiind schițate prin pantele terenului.

Zona centrală a domului se dezvoltă între Dealul Soții la nord-vest și localitatea Grebeniș la sud-vest, cu înclinări de 4—5° pe flancuri.

La sud de satul Grebeniș și de Dealul Hîrtoape, pe versantul estic al văii Adăuș, apar două strate de tuf, dintre care cel superior are, în apropiere de gura văii, altitudinea de 388 m, iar la nord în fundul văii apare la 405 m altitudine. Stratul de tuf se ridică deci în direcția NV, descriind flancul de sud-est al domului.

La nord-vest de Grebeniș, pe versantul de vest al Dealului Vulturul Mic, sînt de asemenea două strate importante de tuf, dintre care cel superior se află la 460 m altitudine, iar cel inferior la 400 m. La circa 300 m depărtare spre nord, tuful inferior apare la 374 m altitudine; se constată deci o cădere spre nord — nord-vest, ceea ce coincide din punct de vedere structural. Același strat de tuf apare la vest de valea Sînpetrului și de cota 330 m, indicînd flancul de vest cu înclinare de 3°. Imediat la nord de șosea, pe versantul sudic al Dealului Vulturul Mic, se observă marne cu alternanțe de nisipuri, care indică o cădere de 3° spre sud.

Prospecțiuni geofizice

Brahianticlinalul Grebeniș a fost semnalat prin lucrările de electrometrie și seismometrie în anul 1964 [4] și a fost conturat în anul 1965 [5].

Zona de maximă ridicare apare la 0,5 km est de sonda 1 Grebeniș. O șa destul de largă separă această structură pe direcția sud-est de structura de la Oroiu — Săușa. Închiderea structurii în direcția nordică se produce în afara zonei prospectate. O zonă sinclinală largă apare pe direcția Fînațele Mădărașului, separînd brahianticlinalele Grebeniș — Șincai.

În sud-vestul zonei apare brahianticlinalul Dobra cu axul mare pe direcția Șăulia — Dobra. Acest anticlinal reprezintă continuarea structurii Zaul — Șăulia, fiind separat printr-un sinclinal puternic de brahianticlinalul Sînger, iar la est de cel de Grebeniș. Pe direcția nord-vest prospecțiunea seismică pune în evidență un foarte slab sinclinal a cărui amplitudine rămîne în limita erorilor (sub 50 m). Spre sud-est structura se închide printr-un periclin bine evidențiat (fig. 2).

---

[4] Dragoș Ionescu și I. Mihalache, *Raport final asupra prospecțiunilor electrice executate în Bazinul Transilvaniei*, Raport geofizic nr. 0366, Mediaș, I.P.G.G., 1965.

[5] H. Geles și P. Năstase, *Raport final asupra prospecțiunii seismice executate în zona Luduș — Tg. Mureș*, Raport geofizic nr. 525, I.P.G.G., G. Zîrnoveanu și Marcela Costescu, *Raport final asupra prospecțiunilor seismice executate în zona de NV din Tîrgu-Mureș*, Raport geofizic nr. 0366, Mediaș, I.P.G.G., 1965.

STRUCTURA GEOLOGICĂ DE ADÎNCIME

După prezentarea cadrului geologic în care este cuprins domul Grebeniș, în continuare vom expune formațiunile și tectònica de adîncime.

Stratigrafia

În anul 1965 s-a forat pe domul Grebeniș sonda de prospecțiune nr. 1, situată în apropierea zonei axiale a structurii seismice. Adîncimea atinsă a fost de 1 824 m, gaura sondei fiind investigată prin toate metodele geofizice. Pe baza analizei micropaleontologice a probelor recoltate, s-au stabilit următoarele limite geologice : sarmațian/buglovian la 790 m, buglovian/tortonian la 1 224 m.

Sarmațianul este reprezentat prin marne compacte, marne nisipoase, alternanțe de nisipuri fin micacee. Probele recoltate pe adîncimea de 270—790 m conțin următoarea microfaună : *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides conoideus* (Czkzek), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Semseya* (*Carpentaria*) *lamellata* Franzenau, *Cassidulina laevigata* d'Orb., *Eponides nanus* (Reuss), *Streblus beccarii* (Linné), *Bolivina danvillensis*, Howe et Wallace, *Nonion granosum* (d'Orb.), *Thuremmina papillata* Brady, *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.), *Cenosphaera vesparia* Haeckel, *Elphidium translucens* Nattland, *Globorotalia scitulla* (Brady), *Gümbelina globulosa* (Ehr.) [6].

Buglovianul. Pe o grosime de 434 m este constituit din marne cenușii slab compacte, parțial nisipoase, cu gresii albicioase fine, bine cimentate cu resturi cărbunoase. Probele extrase conțin următoarea asociație de microfaună : *Cibicides lobatulus* (Walker et Iakob) erupție, *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides mexicanus* Nuttal.

Tortonianul. Deschis pe o grosime de 600 m, acesta este reprezentat prin marne cenușii închis, compacte, slab micacee, cu alternanță de gresii cenușii, unele negricioase, foarte cărbunoase. Probele recoltate conțin următoarea microfaună caracteristică : *Bulimina elongata* d'Orb., *Bulimina pupoides* d'Orb., *Glomospira charoides* (I. Park.) var. *corona* Cush. et Iarvis, *Pseudotextularia varians* (Rzehac), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globotruncana lapparenti* Bortzen, *Bathysiphon filiformis* M. Sars, *Bathysiphon carapitanus* Hedberg, *Hyperammina elongata* (Brady), *Globigerina triloba* Reuss.

Partea inferioară a profilului, începînd de la 1 600 m, reprezintă o zonă marnoasă cu intercalații subțiri nisipoase, deschisă în sonda nr. 4, forată pînă la 2 256 m, care a interceptat formațiunea cu sare la 2 293 m. Sarea este macrocristalină, de culoare albă și cenușie.

---

[6] Microfauna a fost determinată în Laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii de extracție gaz metan, Mediaș.

Tectonica

Structura izobatică a domului Grebeniș, construită la nivelul unui orizont convențional din buglovian, prezintă o formă alungită cu orientarea NV—SE (fig. 3).

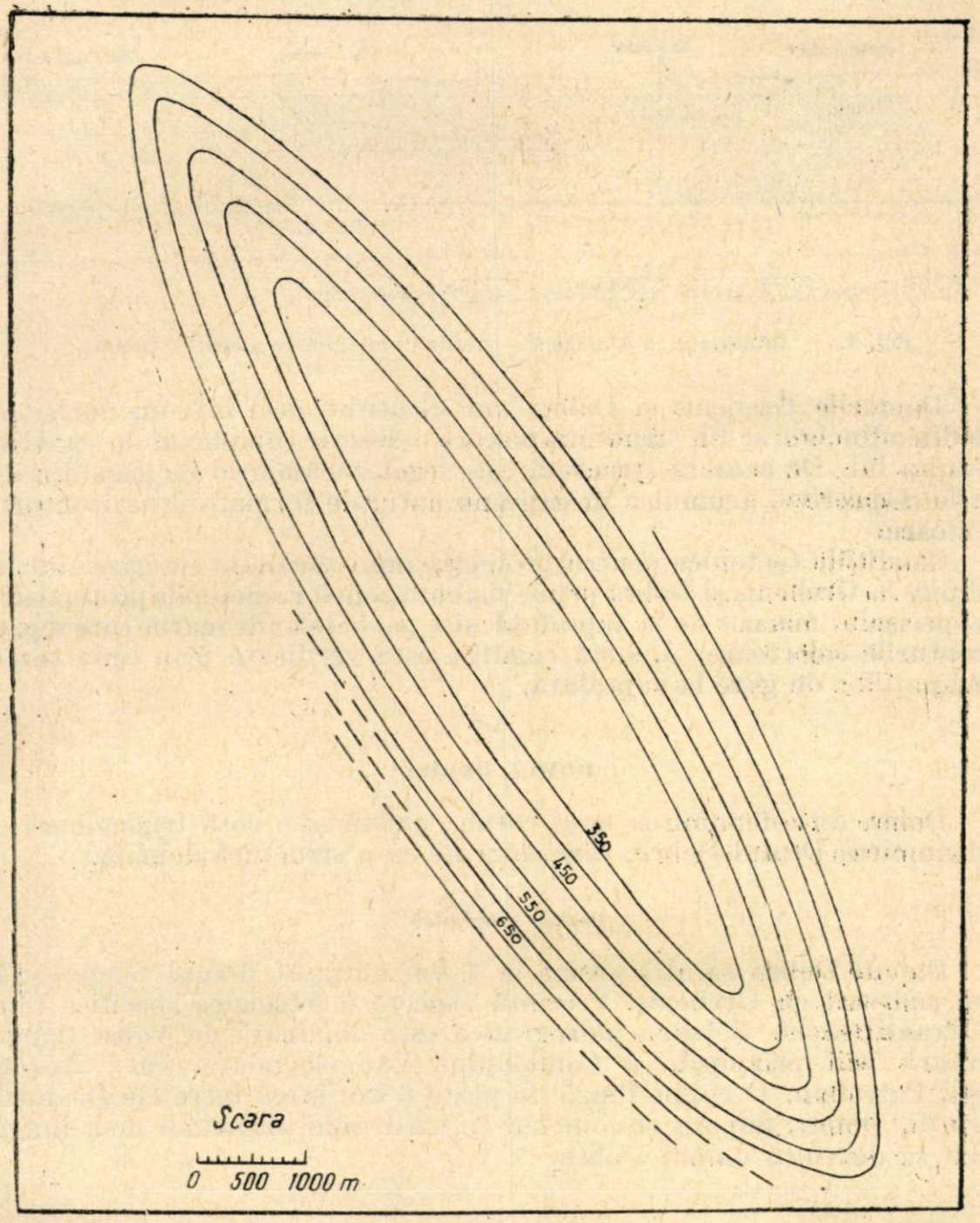


Fig. 3. — Domul Grebeniș, structura izobatică la un orizont convențional.

Din corelarea efectuată cu ajutorul tufului de Hădăreni rezultă că structura Grebeniș este cu numai 54 m mai sus față de structura Dobra, denivelare care se menține aceeași și la adîncimea de peste 1 000 m.

Profilul seismic Grebeniş — Dobra a fost înregistrat cu instalaţii de înaltă sensibilitate şi dă indicaţii asupra formaţiunii cu sare, identificată şi prin sonda nr. 4 Grebeniş (fig. 4). Toate profilele seismice efectuate între domurile Grebeniş, Dobra, Sînger au înregistrat o îngroşare a sării în zona axială a domurilor la nivelul de 2 000 — 2 100 m.

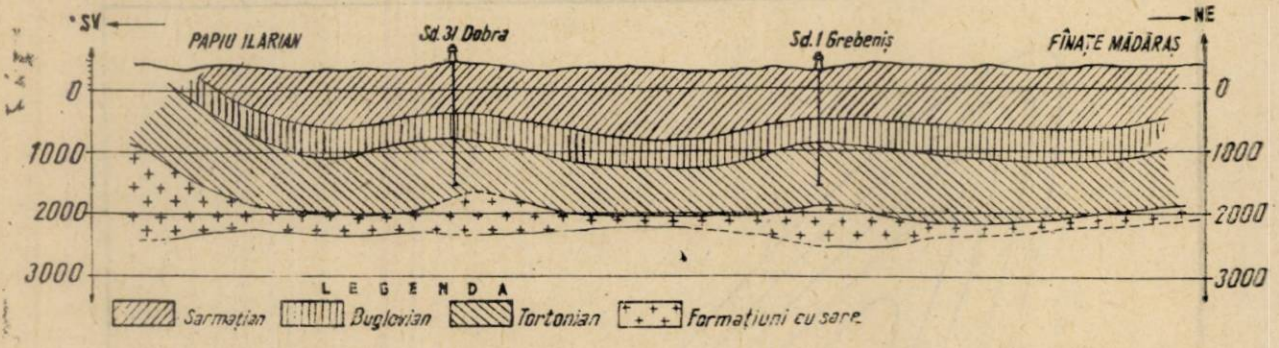


Fig. 4. — Interpretarea geologică a profilului seismic Grebeniş — Dobra.

Domurile Grebeniş şi Dobra sînt alcătuite deci într-un nucleu de sare din adîncime şi din structura pe care o descrie complexul de strate de deasupra lui. De această structură este legat zăcămîntul de gaze din domurile respective, acumulat în capcane naturale formate de orizonturile colectoare.

Condiţiile tectonice pentru protecţia unui zăcămînt de gaze sînt îndeplinite la Grebeniş şi Dobra prin existenţa zonelor sinclinale protectoare, a acoperişului marnos de la suprafaţă şi a pachetelor de marne care separă orizonturile colectoare. Această condiţie este verificată prin lipsa totală a emanaţiilor de gaze la suprafaţă.

DOMUL DOBRA

Dobra este denumirea unui cătun ; există şi o cotă trigonometrică cu denumirea Dealul Dobrii, care coincide cu o structură domală.

Poziţia geografică

Domul Dobra se află situat la 4 km nord-est domul Sînger şi la 6 km sud-vest de Grebeniş. Prezintă aspecte morfologice specifice Cîmpiei Transilvaniei. Reţeaua hidrografică este dominată de Valea Lungă, tributară văii principale a Comlodului. Văi secundare sînt : Apătăi, Borşa, Patruban. O culme lungă de peste 6 km leagă între ele Dealurile Leorinţii, Dobra, Săposu şi coincide cu axul unui anticlinal de-a lungul căruia se dezvoltă domul Dobra.

CARACTERIZARE GEOLOGICĂ

Stratigrafia

Regiunea Dobra nu a fost cercetată pînă acum din punct de vedere geologic. Este acoperită în întregime cu depozite sarmaţiene. Din deschiderile naturale, care se pot vedea începînd din Dealul Rorii pînă în

văile Borșa și Apătăi, se poate întocmi întreg profilul depozitelor sarmațiene, care aflorează la suprafață în această regiune pe o grosime de peste 150 m.

Marnele sînt gălbui, slab compacte, rău stratificate, cu intercalații nisipoase și cu numeroase cristale de gips diagenetic. Nisipurile sînt fine, gălbui-roșcate, argiloase, cu multe resturi cărbunoase și eflorescențe de sulfați. Toate deschiderile de la nord-vest de Valea Lungă și de pe văile secundare sînt lipsite de strate caracteristice. Tufurile superioare ale sarmațianului cunoscute în valea Adăuș aparțin flancului de sud-est al domului Grebeniș, iar tufurile inferioare de pe valea Șandrului, în direcția SE a regiunii, aparțin flancului de nord-vest al domului Sînger. Se pot vedea aici două strate principale de tuf : unul superior, de 0,80 m, și, cu 160 m mai jos, un altul de 0,60 m. Caracteristice pentru pachetul important de depozite cuprins între aceste două tufuri sînt numeroasele strate subțiri de tufuri ceroase, pe care le conține.

În Dealul Beșului, la nord-vest de Căpuș, aflorează două strate de tuf superioare celor din valea Șandrului : cel inferior de 0,30 m și cel superior, cu 20 m mai sus, de 0,50 m grosime, ambele de culoare albă și cu aspect grezos, asemănătoare cu tufurile din valea Adăuș.

Tectonica

Anticlinalul Dobra este continuarea anticlinalului Zaul — Șăulia, trecînd prin Dealul Leorinții ; în Dealul Dobra formează o boltire de dom ; în direcția sud-estică se îneacă și dispare în sinclinalul de la est de Căpușu, care separă domul Dobra de domurile Oroiu — Săușa și Ogra — Sînpaul.

Măsurătorile geologice, luate direct pe strat în deschideri naturale și în săpături, indică un ax de anticlinal orientat NV—SE. Pe flancul de sud-est, înclinările sînt de 4—5°, iar la nord-vest de 3—4°. Aceste înclinări se mențin pe tot versantul de nord-vest al Văii Lungi, de la obîrșie pînă în Dealul Gerliceni. La fel și în văile secundare. De altfel, formele morfologice din dreapta văii principale prezintă o ridicare generală în direcția SE.

Din lipsă de deschideri nu se poate determina închiderea domului în direcția NV, dar, pe baza existenței sinclinalului de închidere a domului Zaul — Șăulia, se poate afirma că există o înșeuare care le separă.

CARACTERIZARE GEOLOGICĂ DE ADÎNCIME

Stratigrafia

În anii 1965—1966 s-a forat pe domul Dobra sonda de prospecțiune nr. 31, situată în zona axială a anticlinalului. Adîncimea atinsă este de 2 000 m ; pe baza analizei microfaunistice a probelor de rocă extrase, s-au stabilit următoarele limite geologice : sarmațian/buglovian la 810 m, buglovian/tortonian la 1 310 m.

Sarmațianul. Este reprezentat prin marne și nisipuri. Marnele sînt cenușii deschis, slab compactizate, rău stratificate, parțial nisipoase, puțin micacee, iar nisipurile cenușii marno-argiloase, fine, micacee, cu

urme cărbunoase și intercalații de gresii fine. Probele analizate conțin următoarea asociație de microfaună : *Semseya lamellata* Franzenau (fragm.), *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Triloculina trigonula* (Lamark), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Globorotalia scitula* (Brady), *Glomospira charoides* (I. Park.), *Elphidium crispum* (Linné).

Buglovianul. Avînd o grosime de 500 m, buglovianul este constituit din marne cenușii-negricioase, compacte, cu intercalații de gresii fine, slab cimentate. Probele extrase conțin următoarea microfaună : *Cibicides lobatulus* (Walker et Iakob) erupție, *Articulina mayori* Cush., *Triloculina oblonga* (Montagu), *Triloculina trigonula* (Lamark), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Globorotalia scitula* (Brady), *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.) var. *umbilicata* d'Orb., *Globotruncana lapparenti* Brotzen.

Tortonianul. Deschis pe 690 m, acesta este alcătuit din marne cenușii nisipoase cu spărtura neregulată, gresii fine cu resturi cărbunoase. Probele analizate conțin următoarea asociație microfaunistică : *Globigerina bulloides* d'Orb. *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.), *Spirialis umbilicatulus* (Borneman), *Spirialis subtarchanensis* (Iijcenko), *Spirialis andrussovi* (Kittl.).

Diagrama electrică înregistrată pe adîncimea 1 640—2 200 m indică o formațiune marnoasă fără colectori și fără importanță din punctul de vedere al acumulării de hidrocarburi.

Tectonica

Domul Dobra se întinde pe o lungime de 4 km și prezintă aceeași orientare NV—SE ca și domul Grebeniș.

Denivelarea structurală dintre vîrful domului și talvegul sinclinal în direcția Grebeniș este de 120 m, iar în direcția Sînger de 140 m. Aceste denivelări cresc în adîncime, axul fiind deplasat spre nord-est cu 14°.

Înclinarea stratelor în domul Sînger este de 35° în zona axială, pe cînd la Dobra probele extrase de la 1 200 m indică 6°, la 1 320 m 10°, iar la 1 500 m 8°. Tuful de Hădăreni, intervalele marnoase, trecerea de la ultimul orizont nisipos la pachetul de marne tortoniene, intrarea în sare formează repere sigure, care servesc la corelarea cu domurile învecinate. Aceste corelări sînt necesare la completarea și precizarea studiului stratigrafic privind faciesul litologic și al grosimii sub care se prezintă formațiunile geologice în diferite structuri.

★

Prezenta lucrare se referă la o regiune din Bazinul Transilvaniei nestudiată geologic pînă acum. Prospecțiunea geofizică a indicat în această regiune boltirile domale Grebeniș și Dobra, iar forajul de adîncime a verificat și confirmat prospecțiunea geofizică.

Pe lîngă descrierea geologiei de suprafață, s-au înregistrat date complementare asupra limitei dintre miocen și pliocen. Se confirmă prin date

micropaleontologice că zona de la nord de localitatea Berghia corespunde cu pliocenul inferior de la Bazna și Oarba de Mureș.

Se dau caracterizări geologice ale formațiunilor din adîncime din cele două domuri, care reprezintă structuri cu totul noi.

Pe baza datelor furnizate de prospecțiunile seismice, confirmate prin foraj, se susține că tectonica depozitelor neogene din Bazinul Transilvaniei reflectă în linii mari relieful sării.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE GREBENIȘ – DOBRA

RÉSUMÉ

Dans certaines zones synclinales des dômes du Bassin Transylvain, la séismographie a révélé, au moyen d'un appareillage à enregistrement magnétique, l'existence de voûtes en forme de dôme, dont celle de Grebeniș et de Dobra.

C'est de ces dômes, qui n'ont pas été étudiés jusqu'ici du point de vue géologique, que s'occupe la communication présente.

Les dômes se trouvent dans la zone sud-ouest de la Plaine de Transylvanie, à quelque 22 km ouest — sud-ouest de Tîrgu Mureș.

Outre la description géologique de surface, les recherches ont enregistré des données complémentaires sur la limite Miocène-Pliocène et sur la présence du Méotien. On a pu confirmer, par des données micro-paléontologiques, que la zone située au nord de la localité Berghia, où apparaît le tuf de Bazna, correspond au Méotien d'Oarba de Mureș et de Bazna.

On donne des caractérisations géologiques de la tectonique et des formations de profondeur. Les deux dômes représentent des structures nouvelles et augmentent l'efficacité économique des travaux géologiques du Bassin Transylvain.

BIBLIOGRAFIE

1. Ciupagea D., *Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain*, Bull. Soc. Roum. Géol., 1935, II.
2. Mandelstam M. I. u. Schneider, *Iskopaemie Ostrakodi SSSR. Semeistvo Cyprididae*, Leningrad, 1963.
3. Pokorny Vl., *Grundzüge der Zoologischen Mikropaläontologie*, Berlin, 1958, II.

Academia Republicii Socialiste România

Primit în redacție la 23 noiembrie 1966.

Wildflyschul din zona Bucerdea — Tibru este constituit predominant din argile roșii-violacee și verzi, mai rar cenușii și negricioase, în care se succedă repetat bancuri de gresii fine, laminate paralel sau oblic, calcirudite și calcarenite cafenii, marno-calcare, ortocuarțite și conglomerate polimictice. În cadrul formațiunii apar nivele stratificate ordonat, ritmice, între care se interpun nivele cu textură haotică, unde într-o masă de argile nisipoase violacee apar remanieri intraformaționale de argile, blocuri de ofiolite și mai ales de calcare neojurasice, ale căror dimensiuni variază de la cîțiva centimetri la sute de metri. Nivelele acestea haotice prezintă aspectul tipic al unei olistostrome cu olistolite.

Studiul micropaleontologic a fost efectuat asupra argilelor din nivelele stratificate ordonat, din care s-au colectat 2 000 de probe situate de-a lungul a patru profile pe văile Bucerdea, Craiva, Cricău și Tibru.

CONSIDERAȚII ASUPRA MICROFAUNEI

În depozitele de wildflysch, analiza micropaleontologică a pus în evidență o faună bogată de foraminifere aglutinante aparținînd următoarelor familii: *Astrorhizidae*, *Rhizamminidae*, *Saccamminidae*, *Hyperamminidae*, *Reophacidae*, *Ammodiscidae*, *Lituolidae*, *Textulariidae*, *Verneuilinidae*, *Valvulinidae*, *Trochamminidae*.

Conținutul micropaleontologic, format exclusiv din foraminifere aglutinante, indică net caracterul bentonic al acestei asociații. Lipsa foraminiferelor cu test calcaros ne conduce la concluzia că în timpul depunerii acestor depozite nu au existat condiții favorabile pentru asimilarea CO_3Ca și nici condiții de dezvoltare a unor specii pelagice.

Majoritatea exemplarelor găsite sînt bine conservate și de talie mare, dar există și forme cu testul turtit sau deformat, la care determinarea specifică este dificil de efectuat.

Microfauna depozitelor cercetate este constituită atît din specii cu largă răspîndire pe scara stratigrafică, cît și din microfosile cu o dezvoltare limitată pe verticală, fapt care le conferă o mare importanță în stabilirea vîrstei stratigrafice.

Asociația caracteristică de foraminifere aglutinante constă din următoarele specii: *Ammobaculites minimus* Crespin, *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Bathysiphon brosgei* Tappan, *B. vitta* Nauss, *Dorothia chandlerensis* Tappan, *Guadryina tailleuri* (Tappan), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Haplophragmoides chapmani* (Crespin), *H.* cf. *concavus* (Chapman), *H. cushmani* Loeblich et Tappan, *H. gigas minor* Nauss, *Hippocrepina depressa* Vasicek, *Hormosina* cf. *distans* (Brady), *H. ovulum* (Grzybowski), *Pelosina lagenoides* Crespin, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Reophax minuta* Tappan, *Saccammina lathrami* Tappan, *Trochammina minuta* Crespin, *T. quinqueloba* Geroch, *Verneuilinoides borealis* Tappan.

Foraminiferele aglutinante care alcătuiesc asociația de mai sus au fost citate în formațiuni de vîrstă apțiană și albiană din diferite regiuni din țară și din străinătate (tabelul nr. 1).

H. Tappan (20) în formațiunea de Duck Creek (America de Nord) și A. Ten Dam (23) în Țările de Jos descriu specia *Reophax minuta*, caracteristică pentru depozitele albiene.

Tabelul

Corelarea microfaunei din zona Bucerdea – Tibru

Nr. crt.	Munţii Metali	
	Zona Bucerdea — Tibru Yvonne Babucea, Ana-Maria Piliuţă	Valea Telna, valea Ighiel, Maria Tocorjescu*
1	*Ammobaculites erectus* Crespin	
2	*Ammobaculites minimus* Crespin	
3	*Ammobaculites torosus* Loeblich et Tappan	
4	*Ammodiscus cretaceus* (Reuss)	
5	*Ammodiscus incertus* (d'Orbigny)	
6	*Ammodiscus rotalarius* Loeblich et Tappan	+
7	*Bathysiphon brosgei* Tappan	
8	*Bathysiphon vitta* Nauss	+
9	*Dorothia chandlerensis* Tappan	+
10	*Gaudryina tailleuri* (Tappan)	
11	*Glomospira charoides* (Jones et Parker)	+
12	*Glomospira gordialis* (Jones et Parker)	+
13	*Glomospirella gaultina* (Berthelin)	+
14	*Haplophragmoides chapmani* Crespin	
15	*Haplophragmoides* cf. *concava* (Chapman)	+
16	*Haplophragmoides cushmani* Loeblich et Tappan	
17	*Haplophragmoides gigas minor* Nauss	+
18	*Haplophragmoides topagorukensis* Tappan	+
19	*Hippocrepina depressa* Vasicek	+
20	*Hormosina ovulum* (Grzybowski)	+
21	*Hormosina* cf. *distans* (Brady)	
22	*Hyperammina grzybowskii* Dylazanka	+
23	*Pelosina lagenoides* Crespin	+
24	*Plectorecurvoides alternans* Noth	+
25	*Plectorecurvoides* sp. Geroch	+
26	*Recurvoides* sp. Geroch	+
27	*Reophax minuta* Tappan	+
28	*Saccammina globosa* Crespin	
29	*Saccammina lathrami* Tappan	
30	*Saccammina placenta* (Grzybowski)	+
31	*Spiroplectammina aequabilis* Crespin	
32	*Trochammina depressa* Lozo	+
33	*Trochammina eilete* Tappan	
34	*Trochammina minuta* Crespin	
35	*Trochammina quinqueloba* Geroch	
36	*Trochammina umiatensis* Tappan	+
37	*Verneuillinoides borealis* Tappan	+

* Analizele au fost efectuate de Maria Tocorjescu.

** Ana-Maria Piliuţă, *Raport geologic. Urmărirea de profile normale deschise în formaţiunile cretacicului*

nr. 1

cu asociații corespunzătoare din alte regiuni

feri	Flișul Carpaților Orientali	Flișul Carpaților polonezi	Australia	Alaska de nord
V. Dubli seria marnelor vărgate, Ana-Maria Piliuță**	Sadova — Cîmpulung (șisturi negre), Maria Tocorjescu și Zorela Munteanu	Unitatea silezianâ, S. Geroch	Bazinul Artesian, Irène Crespin	Hélène Tappan
			+	
+			+	
			+	+
+			+	+
+		+		
+				+
+	+			+
+				+
+				+
+	+			+
+		+		+
+		+		
+	+		+	+
+	+	+	+	+
+	+	+		
	+		+	
+		+		+
	+			+
+	+	+		
+	+	+		
		+		
+		+		
+				
+	+	+	+	
+		+		
+		+		
+	+	+		+
+			+	
+				+
+		+		
+			+	
+	+		+	
	+			+
	+		+	
+		+		
+				+
+	+			+

H. Tappan (21, 22) citează în albianul din Alaska de nord, iar I. Crespin (4, 5) în formaţiuni de vîrstă apţiană din Australia prezenţa a numeroase specii identificate şi de noi în microfauna din zona Bucerdea — Tibru.

S. Geroch (8, 9) delimitează în unitatea sileziană din flişul Carpaţilor polonezi o zonă micropaleontologică cu *Hippocrepina depressa* şi *Plectorecurvoides alternans*, zonă care include partea superioară a stratelor de Verovice (barremian-apţian inferior) şi partea inferioară şi medie a stratelor de Lgota (apţian-albian).

În ţara noastră, I. Costea şi N. Balteş (2) discutînd asupra microfaunei cretacicului inferior din punctul de vedere al raportului dintre foraminiferele aglutinante şi cele calcaroase, arată că în unităţile de fliş ale Carpaţilor Orientali în conţinutul microfaunistic predomină formele aglutinante, mergînd pînă la dispariţia totală a celor calcaroase. Maria Tocorjescu şi Zorela Munteanu[3] citează pentru microfauna şisturilor negre din unitatea medio-internă a flişului Carpaţilor Orientali o asociaţie de foraminifere aglutinante, care cuprinde majoritatea speciilor determinate în depozite de vîrstă apţian-albiană de pe văile Telna şi Ighiel.

Comparînd asociaţia microfaunistică din zona Bucerdea — Tibru cu asociaţii similare din ţară şi din străinătate, considerăm că aceasta indică vîrsta apţian-albian mediu, corespunzătoare zonei micropaleontologice cu *Hippocrepina depressa* şi *Plectorecurvoides alternans*, stabilită de S. Geroch (9) în flişul Carpaţilor polonezi. În tabelul de repartiţie a foraminiferelor semnificative pentru stratigrafia cretacicului din unitatea sileziană, întocmit de S. Geroch (9), limita inferioară a acestei zone este marcată de apariţia speciei *Plectorecurvoides alternans* în apţianul inferior, iar limita superioară corespunde dispariţiei speciei *Hippocrepina depressa* în albianul superior.

Ţinînd seamă de faptul că în microfauna cercetată de noi *Hippocrepina depressa* apare alături de *Plectorecurvoides alternans*, considerăm că vîrsta depozitelor de wildflysch din zona Bucerdea — Tibru este apţian-albian mediu.

Limita dintre formaţiunile apţiene şi albiene nu poate fi stabilită pe baza microfaunei, ea fiind inclusă în cadrul zonei cu *Hippocrepina depressa* şi *Plectorecurvoides alternans*.

Studiul microfaunei a fost efectuat în Laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii de prospecţiuni şi laboratoare de către Yvonne Babucea şi Ana-Maria Piliuţă. Figurile au fost desenate cu ajutorul camerei clare de Ana-Maria Piliuţă.

DESCRIEREA SISTEMATICĂ A FORAMINIFERELOR

Familia **ASTRORHIZIDAE** Brady, 1881

Genul **Hippocrepina** Parker, 1870

Hippocrepina depressa Vasicek

[3] M. Tocorjescu şi Z. Munteanu, *Raport geologic. Urmărirea de profile deschise în formaţiuni cretacice din zona Flişului intern*, Arh. Com. geol., 1964.

Hippocrepina depressa Vasicek. Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 110, pl. VI, fig. 1. Costea și Comșa, 1964, Petrol și gaze, 15, [3], p. 107 și 108.

Observații. Exemplarele numeroase găsite în materialul studiat se prezintă sub formă de fragmente; rareori testul apare întreg. Ele corespund cu cele figurate de S. Geroch din stratele de Verovice (barremian-apțian inferior) și cu partea inferioară și medie a stratelor de Lgota (apțian-albian). I. Costea și D. Comșa citează această specie în valanginian-apțianul de la Ciurești.

Dimensiuni: lungimea 0,70 mm; lățimea maximă 0,29 mm.

Hipotipoid: colecția autorilor nr. 152 (pl. I, fig. 4, *a* și *b*).

Familia **RHIZAMMINIDAE** Cushman, 1927

Genul **Bathysiphon** Sars, 1872

Bathysiphon brosgei Tappan

Bathysiphon brosgei Tappan. 1957, U.S. Natl. Mus. Bull. 215, p. 202, pl. 65, fig. 1—5. Tappan, 1962, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 128, pl. 29, fig. 1—5,

Observații. Această specie diferă de *Bathysiphon vitta* Nauss, cu care apare în asociație, prin diametrul mai mic al testului și rugozitatea mai accentuată. Exemplarele bine conservate și numeroase găsite de noi corespund holotipului descris și figurat de H. Tappan (21) în albianul din Alaska de nord.

Dimensiuni: lungimea 0,65 mm; lățimea 0,08—0,12 mm.

Hipotipoid: colecția autorilor nr. 150 (pl. I, fig. 1—2, *a* și *b*).

Bathysiphon vitta Nauss

Bathysiphon vitta Nauss. 1947, J. Paleont., 21, [4], p. 334, pl. 48, fig. 4. Tappan. 1962 U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 128—129, pl. 29, fig. 6—8.

Observații. Exemplarele găsite corespund holotipului descris și figurat de A. W. Nauss, cu deosebirea că constricțiile sale transversale de creștere ale testului sînt mai puțin accentuate. H. Tappan citează această specie în formațiunile albiene din Alaska de nord.

Dimensiuni: lungimea 0,70 mm; lățimea 0,36 mm.

Hipotipoid: colecția autorilor nr. 151 (pl. I, fig. 3, *a* și *b*).

Familia **SACCAMMINIDAE** Brady, 1884

Genul **Saccammina** Sars, 1869

Saccammina lathrami Tappan

Saccammina lathrami Tappan, 1962, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 129, pl. 29, fig. 9—12.

Observații. Această formă, descrisă și figurată de H. Tappan în albianul din Alaska de nord, se deosebește de *Pelosina complanata* Franke prin gîtul mai larg și mai puțin distinct, caracter care a deter-

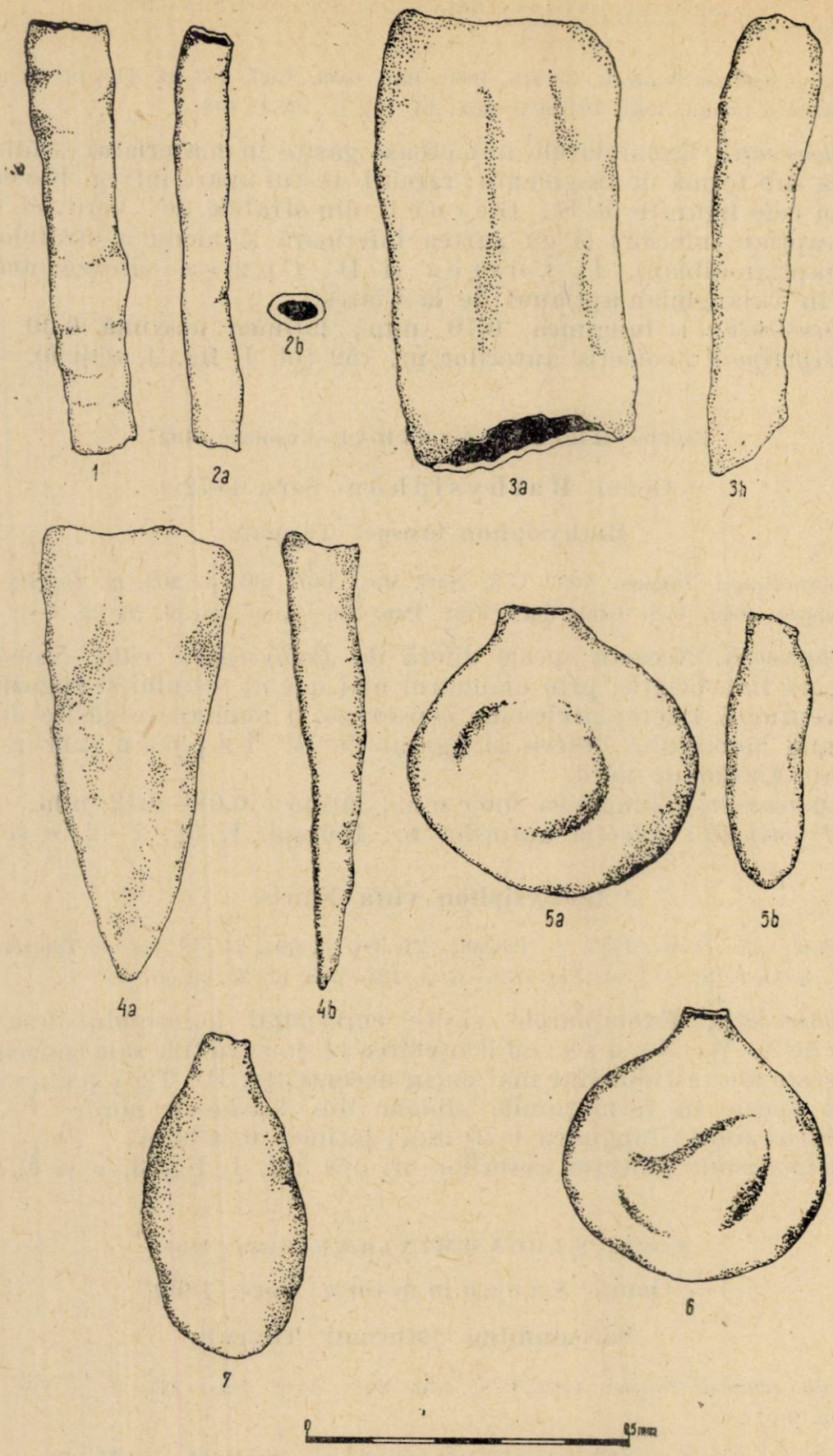


Fig. 1—2, *a* şi *b*. — *Bathysiphon brosgei* Tappan (*b*, secţiune transversală).
Fig. 3, *a* şi *b*. — *Bathysiphon vitta* Nauss (*b*, vedere din profil).
Fig. 4, *a* şi *b*. — *Hippocrepina depressa* Vasicek (*b*, vedere din profil).
Fig. 5, *a* şi *b* şi 6. — *Saccammina lathrami* Tappan (*b*, vedere din profil).
Fig. 7. — *Pelosina lagenoides* Crespin.

Planşa II

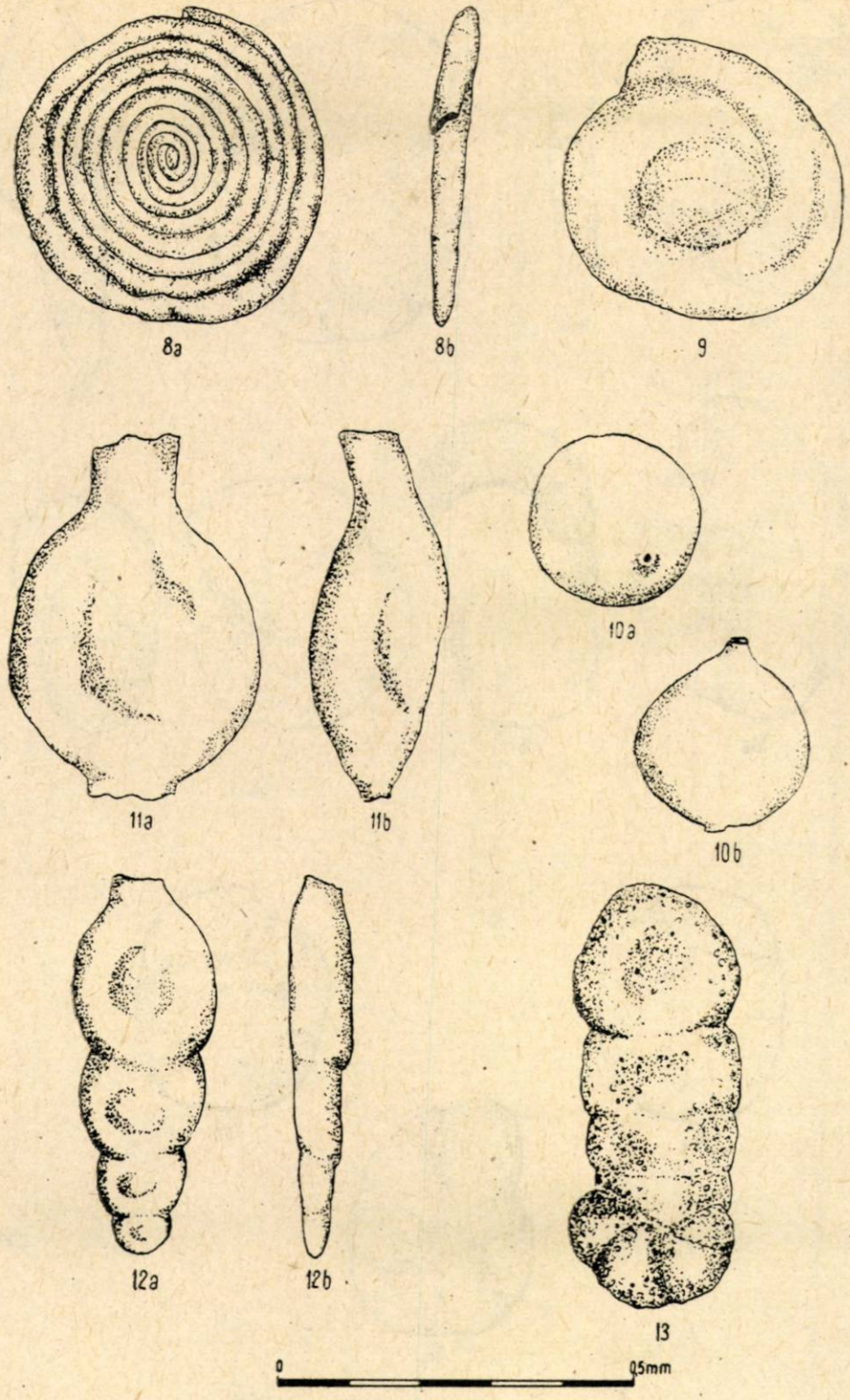


Fig. 8, *a* şi *b*. — *Ammodiscus cretaceus* (Reuss) (*b*, vedere din profil).
Fig. 9. — *Glomospirella gaultina* (Berthelin).
Fig. 10, *a* şi *b*. — *Hormosina ovulum* (Grzybowski).
Fig. 11, *a* şi *b*. — *Hormosina* cf. *distans* (Brady) (*b*, vedere din profil a exemplarului turtit).
Fig. 12, *a* şi *b*. — *Reophax minuta* Tappan (*b*, vedere din profil).
Fig. 13. — *Ammobaculites minimus* Crespin.

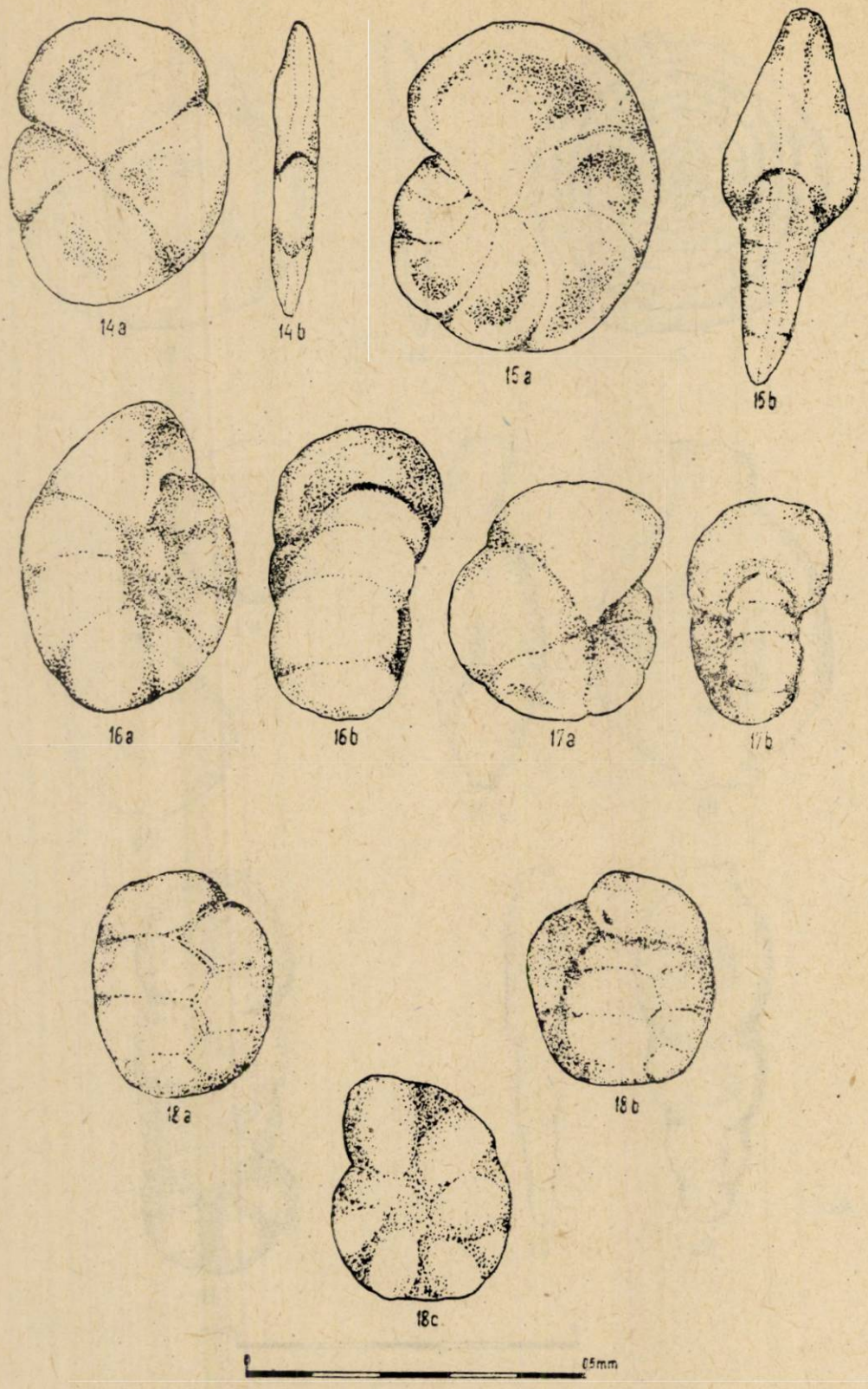


Fig. 14, *a* şi *b*. — *Haplophragmoides* cf. *concava* (Chapman) (*a*, vedere laterală ; *b*, vedere din profil).

Fig. 15, *a* şi *b*. — *Haplophragmoides gigas minor* Nauss (*a*, vedere laterală ; *b*, vedere din profil).

Fig. 16, *a* şi *b*. — *Haplophragmoides* cf. *chapmani* Crespin (*a*, vedere laterală ; *b*, vedere din profil).

Fig. 17, *a* şi *b*. — *Haplophragmoides cushmani* Loeblich et Tappan (*a*, vedere laterală ; *b*, vedere din profil).

Fig. 18, *a*, *b* şi *c*. — *Plectorecurvoides alternans* Noth (*a*, vedere din profil ; *b*, vedere din profil pe faţa orală ; *c*, vedere laterală).

Planşa IV

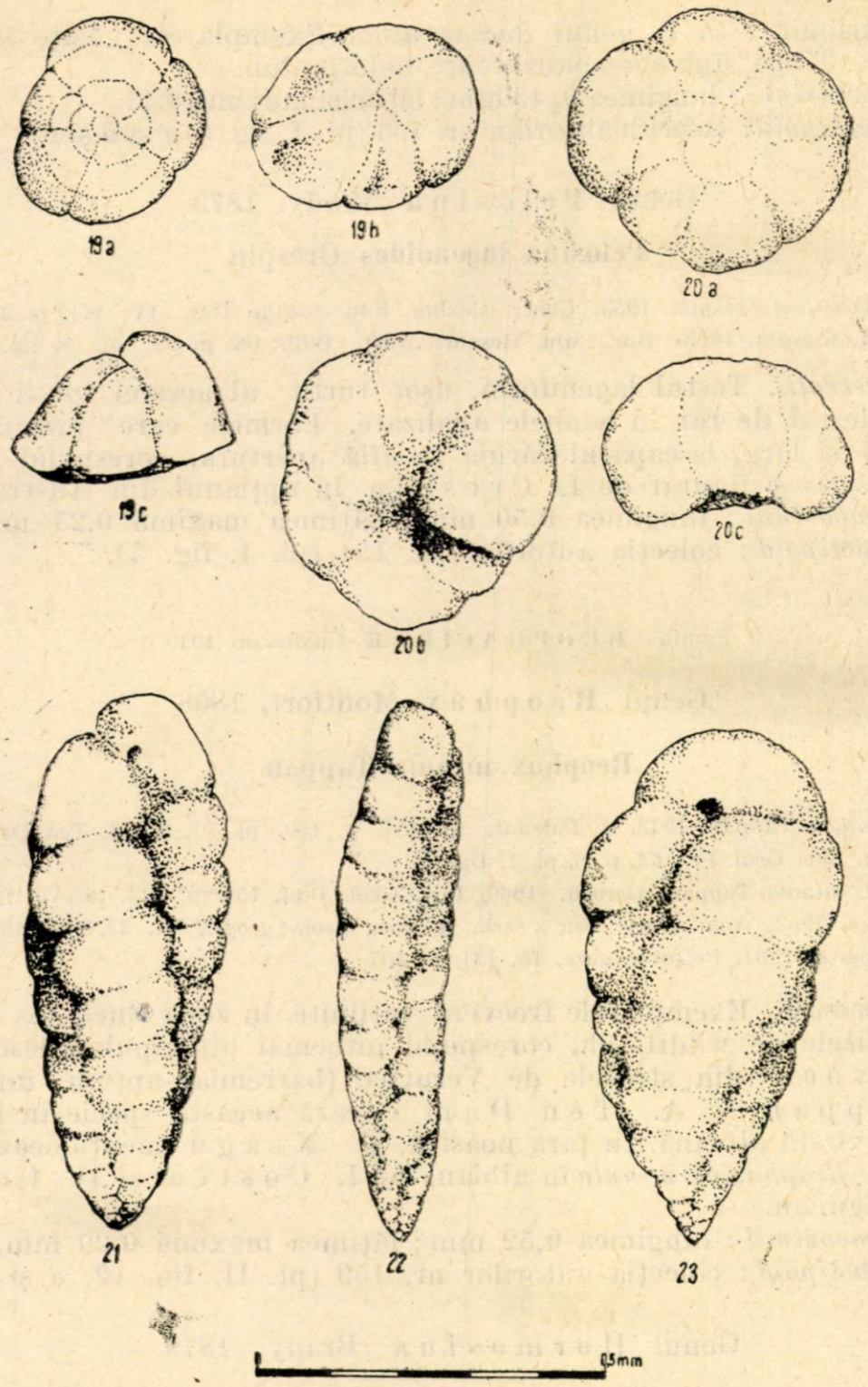


Fig. 19, *a*, *b* şi *c*. — *Trochammina quinqueloba* Geroch (*a*, vedere dorsală; *b*, vedere ventrală; *c*, vedere laterală).
Fig. 20, *a*, *b* şi *c*. — *Trochammina minuta* Crespin (*a*, vedere dorsală; *b*, vedere ventrală; *c*, vedere laterală).
Fig. 21. — *Gaudryina tailleuri* (Tappan).
Fig. 22. — *Dorothia chandlerensis* Tappan.
Fig. 23. — *Verneuilinoides borealis* Tappan.

minat atribuirea sa la genul *Saccammina*. Exemplarele găsite în zona Bucerdea - Tibru sînt corespunzătoare holotipului.

Dimensiuni: lungimea 0, 45 mm; lăţimea maximă 0,44.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 153 (pl. I, fig. 5 *a* şi *b* şi 6).

Genul **Pelosina** Brady, 1879

Pelosina lagenoides Crespin

Pelosina lagenoides Crespin. 1953, Contr. Cushm. Fdn. foram. Res., IV, [1], p. 28, pl. 5, fig. 1. Crespin, 1963, Bur. Min. Resour. Aust. Bull. 66, p. 22, pl. 1, fig. 19—20.

Observaţii. Testul lageniform, uşor turtit al acestei specii a fost întîlnit destul de rar în probele analizate. Formele care prezintă un gît scurt şi larg, la capătul căruia se află apertura, corespund holotipului descris şi figurat de I. Crespin în apţianul din Australia.

Dimensiuni: lungimea 0,50 mm; lăţimea maximă 0,25 mm.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 154 (pl. I, fig. 7).

Familia **REOPHACIDAE** Cushman, 1910

Genul **Reophax** Montfort, 1808

Reophax minuta Tappan

Reophax minuta Tappan. 1943, J. Paleont., 17, [5], p. 480, pl. 77, fig. 4. Ten Dam, 1950 Mem. Soc. Géol. Fr., *63*, p. 6, pl. 1, fig. 3.

Reophax cf. *minuta* Tappan. Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 123, pl. VI, fig. 2—3. Neagu, 1962, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., geol., geogr., XI, *32*, p. 116. Costea şi Comşa, 1964, Petrol şi gaze, 15, [3], p. 107.

Observaţii. Exemplarele frecvent întîlnite în zona Bucerdea - Tibru în depozitele de wildflysch, corespund întocmai hipotipului descris de S. Geroch din stratele de Verovice (barremian-apţian inferior). H. Tappan şi A. Ten Dam citează această specie în formaţiuni de vîrstă albiană. În ţara noastră, T. Neagu menţionează prezenţa lui *Reophax* cf. *minuta* în albian, iar I. Costea şi D. Comşa în valanginian.

Dimensiuni: lungimea 0,52 mm; lăţimea maximă 0,20 mm.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 159 (pl. II, fig. 12, *a* şi *b*).

Genul **Hormosina** Brady, 1879

Hormosina ovulum (Grzybowski)

Reophax ovulum Grzybowski. 1896, Rozpr. Wydz. mat. przyr. Akad. Umiej., 30, p. 276, pl. 8, fig. 19—21.

Hormosina ovulum (Grzybowski). Homola şi Hanzliková, 1955, Sborn. Ustr. Ust. Geol., XXI, p. 484, pl. I, fig. 1—3. Geroch, 1959, Paläont. Z., 33, [1—2], p. 116, pl. 13, fig. 1—7. Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 123—124, pl. II, fig. 20—22, pl. X, fig. 8—9.

Observații. Exemplarele de talie mică găsite sînt bine conservate, păstrîndu-și forma globulară. Această specie are o largă răspîndire pe scara stratigrafică, fiind semnalată în formațiuni cretacice, paleocene și eocene. Hipotipoidul figurat de noi corespunde formelor descrise de S. Geroch din stratele de Verovice (barremian-apțian).

Dimensiuni : lungimea maximă 0,27 mm ; diametrul maxim 0,24 mm.

Hipotipoid : colecția autorilor nr. 155 (pl. II, fig. 10, *a* și *b*).

Hormosina cf. distans (Brady)

Hormosina cf. *distans* (Brady). Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 124, pl. III, fig. 1—3.

Observații. Această specie cu contur subglobular diferă de *Hormosina ovulum* prin dimensiunea mai mare a testului și prin lărgimea mai mare a gîtului. Exemplarele găsite sînt turtite și corespund hipotipului descris și figurat de S. Geroch în stratele de Godula (albian-cenomanian-turonian).

Dimensiuni : lungimea 0,50 mm ; lățimea 0,35 mm.

Hipotipoid : colecția autorilor nr. 156 (pl. II, fig. 11, *a* și *b*).

Familia AMMODISCIDAE Reuss, 1862

Genul Ammodiscus Reuss, 1861

Ammodiscus cretaceus (Reuss)

Ammodiscus cretaceus (Reuss), Cushman, 1946, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 206, p. 17—18, pl. I, fig. 35. Tappan, 1962, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 130, pl. 30, fig. 1—2. Crespin, 1963, Bur. Min. Resour. Aust. Bull. 66, p. 26, pl. 2, fig. 6—7. Costea și Comșa, 1964, Petrol și gaze, 15, [3], p. 107—108.

Observații. Această specie are o răspîndire largă în cretacic. J. A. Cushman și H. Tappano citează în cretacicul superior din America și, respectiv, Alaska, iar I. Crespin în apțianul din Australia. I. Costea și D. Comșa întîlnesc pe *Ammodiscus cretaceus* în valanginian-apțianul de la Ciurești. Exemplarele găsite de noi corespund hipotipului descris și figurat de I. Crespin.

Dimensiuni : diametrul maxim 0,44 mm.

Hipotipoid : colecția autorilor nr. 157 (pl. II, fig. 8, *a* și *b*).

Genul Glomospirella Plummer, 1945

Glomospirella gaultina (Berthelin)

Ammodiscus gaultinus Berthelin. Tappan, 1943, J. Paleont., 17, [5], p. 481, pl. 77, fig. 6.

Glomospirella gaultina (Berthelin). Tappan, 1962, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 130, pl. 29, fig. 17—20. Crespin, 1963, Bur. Min. Resour. Aust. Bull. 66, p. 27, pl. 2, fig. 10.

Observaţii. Pe baza faptului că la această formă camera secundară tubulară prezintă în porţiunea iniţială o răsucire neregulată, devenind planispirală, H. Tappano atribuie genului *Glomospirella.* Exemplarele găsite în materialul cercetat sînt de talie relativ mică. Ele corespund cu hipotipul descris de I. Crespin în apţianul din Australia. H. Tappan citează *Glomospirella gaultina* în albianul din America şi Alaska de nord.

Dimensiuni : diametrul maxim 0,37 mm.

Hipotipoid : colecţia autorilor nr. 158 (pl. II, fig. 9).

Familia **LITUOLIDAE** Reuss, 1861

Genul **Haplophragmoides** Cushman, 1910

Haplophragmoides cf. **chapmani** Crespin

Haplophragmoides chapmani Crespin. 1953, Contr. Cushm. Fdn. foram. Res., IV, [1], p. 29, pl. 5, fig. 3.

Haplophragmoides cf. *chapmani* Crespin. Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 110 pl. V, fig. 9. Costea şi Comşa, Petrol şi gaze, 15, [3], p. 107.

Observaţii. Exemplarele deformate de *Haplophragmoides chapmani* au fost adesea atribuite altor specii, dar numărul şi forma camerelor, ca şi regiunea ombilicală foarte adîncită, sînt trăsături caracteristice. Formele frecvente din materialul studiat au 8—9 camere pe ultima tură de spiră, corespunzînd celor figurate de S. Geroch din stratele de Verovice (barremian-apţian) şi stratele de Lgota (apţian-albian). În ţara noastră, I. Costea şi D. Comşa citează această specie în valanginian-apţianul de la Ciureşti.

Dimensiuni : diametrul maxim 0,45 mm; grosimea 0,17 mm.

Hipotipoid : colecţia autorilor nr. 160 (pl. III, fig. 16, *a* şi *b*).

Haplophragmoides cf. **concava** (Chapman)

Haplophragmoides concava (Chapman). Tappan, 1943, J. Paleont., 17, [5], p. 481, pl. 77, fig. 7. Ten Dam, 1950, Mem. Soc. Géol. Fr., 63, p. 9, pl. 1, fig. 5.

Haplophragmoides cf. *concava* (Chapman). Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 127 pl. V, fig. 2.

Haplophragmoides concavus (Chapman). Costea şi Balteş, 1962, p. 59—67. Filipescu şi Săndulescu, 1963, St. şi cerc. geol., VIII, [4], p. 456.

Observaţii. Testurile de talie relativ mică, cu 4—5 camere pe ultima tură de spiră şi periferie subacută din materialul cercetat corespund formelor figurate de S. Geroch şi A. Ten Dam în formaţiuni de vîrstă albiană. În ţara noastră, M. Filipescu şi J. Săndulescu menţionează prezenţa acestei specii la limita dintre cretacicul inferior şi superior, iar I. Costea şi N. Balteş în cretacicul inferior din flişul Carpaţilor Orientali.

Dimensiuni : diametrul maxim 0,41 mm; grosimea 0,06 mm.

Hipotipoid : colecţia autorilor nr. 161 (pl. III, fig. 14, *a* şi *b*).

Haplophragmoides cushmani Loeblich et Tappan

Haplophragmoides cushmani Loeblich şi Tappan. 1946, J. Paleont., 20, [3], p. 244, pl. 35, fig. 4. Crespin, 1963, Bur. Min. Resour. Aust. Bull. 66, p. 30, pl. 6 fig. 1–2.

Observaţii. Exemplarele bine conservate de *Haplophragmoides cushmani* sînt foarte asemănătoare cu cele figurate de I. Crespin din formaţiuni apţiene din Australia, prezentînd aceeaşi creştere rapidă a camerelor pe ultima tură de spiră.

Dimensiuni: diametrul maxim 0,35 mm; grosimea 0,20 mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 162 (pl. III, fig. 17, *a* şi *b*).

Haplophragmoides gigas minor Nauss

Haplophragmoides gigas minor Nauss, 1947, J. Paleont., 21, [4], p. 338, pl. 49, fig. 10.
Haplophragmoides cf. *gigas minor* Nauss. Geroch, 1959, Paläont. Z., 33, [1–2], p. 114 pl. 12, fig. 19.

Observaţii. Testul planispiral, involut, cu periferia subacută prezintă grosimea maximă în regiunea ombilicală. Din această specie am găsit exemplare cu 8 camere pe ultima tură de spiră, identice cu holotipul descris şi figurat de A. W. Nauss. S. Geroch citează această formă în stratele de Lgota (apţian-albian).

Dimensiuni: diametrul maxim 0,48 mm; grosimea maximă 0,20mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 163 (pl. III, fig, 15, *a* şi *b*).

Genul **Plectorecurvoides** Noth, 1952

Plectorecurvoides alternans Noth

Plectorecurvoides alternans Noth. Homola şi Hanzliková, 1955, Sborn. Ustr. Ust. Geol., XXI, p. 490, pl. 7, fig. 6. Geroch, 1959, Paläont. Z., 33, [1–2], p. 114 118, 119, pl. 12, fig. 13–14. Geroch, 1960, Inst. Geol. Biul. 153, p. 129, pl. 7 fig. 4. Costea şi Balteş, 1962, p. 60–67. Neagu, 1962, St. şi cerc. geol., VII [1], p. 46–49, pl. VI, fig. 81–83.

Observaţii. Această specie este uşor de recunoscut prin aspectul deltoid al camerelor dispuse alternativ. Pe partea dorsală este vizibilă o linie în zigzag. Exemplarele din materialul cercetat apar asociate cu *Hippocrepina depressa.* Ele sînt globuloase, de talie relativ mică şi corespund formelor figurate de S. Geroch din formaţiuni de vîrstă apţian-albiană din flişul Carpaţilor polonezi V. Homola şi E. Hanzliková semnalează această specie în cretacicul inferior din Cehoslovacia. În ţara noastră T. Neagu citează prezenţa lui *Plectorecurvoides alternans* în cretacicul superior, iar I. Costea şi N. Balteş în hauterivianul, apţianul şi albianul din unităţile de fliş ale Carpaţilor Orientali.

Dimensiuni: diametrul maxim 0,33 mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 164 (pl. III, fig. 18, *a*, *b* şi *c*).

Genul **Ammobaculites** Cushman, 1910

Ammobaculites minimus Crespin

Ammobaculites minimus Crespin. 1953, Contr. Cushm. Fdn. foram. Res., IV, [1], p. 30, pl. 5, fig. 8. Crespin, 1963, Bur. Min. Resour. Aust. Bull. 66, p. 43, pl. 10, fig. 10—12.

Observaţii. Formele găsite în materialul cercetat se deosebesc de holotipul figurat de I. Crespin din apţianul din Australia prin dimensiunea mai mare a ultimei camere, care prezintă o scobitură în partea centrală.

Dimensiuni: lungimea 59 mm; lăţimea 0,23 mm.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 165 (pl. II, fig. 13).

Familia **VERNEUILINIDAE** Cushman, 1911

Genul **Verneuilinoides** Loeblich et Tappan, 1949

Verneuilinoides borealis Tappan

Verneuilinoides borealis Tappan. 1957, U.S. Natl. Mus. Bull. 215, p. 206, pl. 66, fig. 10—18. Tappan, 1962, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 142, pl. 34, fig. 1—9.

Observaţii: Testul alungit, triserial, cu laturile neparalele prezintă ca trăsătură caracteristică creşterea rapidă a camerelor şi apertura situată la baza camerei terminale. Exemplarele găsite de noi sînt adesea turtite. Ele prezintă o uşoară răsucire în jurul axului vertical, fiind identice cu holotipul figurat de H. Tappan. Pe baza frecvenţei mari a acestei specii, H. Tappan separă în albianul superior din Alaska o zonă micropaleontologică.

Dimensiuni: lungimea 0,72 mm; lăţimea maximă 0,35 mm.

Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 166 (pl. IV, fig. 23).

Genul **Gaudryina** d'Orbigny, 1839

Gaudryina tailleuri (Tappan)

Verneuilinoides tailleuri Tappan. 1957, U.S. Natl. Mus. Bull. 215, p. 208, pl. 66, fig. 19—22.

Gaudryina tailleuri (Tappan). 1962, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 236—C, p. 149, pl. 35, fig. 8—16.

Observaţii: *Gaudryina tailleuri* diferă ca aspect de *Verneuilinoides borealis* prin testul mai îngust şi cu laturile aproape paralele. H. Tappan atribuie această formă genului *Verneuilinoides*, bazîndu-se pe aspectul său triserial. În 1962, autorul revine asupra determinării şi atribuie specia genului *Gaudryina*, pe considerentul că ultima porţiune a testului la exemplarele bine dezvoltate devine biserială. Exemplarele numeroase găsite de noi au numai ultima pereche de camere dispuse

biserial, apertura fiind situată la baza camerei finale. H. Tappan separă în Alaska de nord o zonă cu *Gaudryina tailleuri* în albianul inferior şi mediu.

Dimensiuni: lungimea 0,75 mm; lăţimea maximă 0,28 mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 167 (pl. IV, fig. 21).

Familia **VALVULINIDAE** Berthelin, 1880

Genul **Dorothia** Plummer, 1931

Dorothia chandlerensis Tappan

Dorothia chandlerensis Tappan. 1957, U.S. Natl. Mus. Bull. 215, p. 209, pl. 66, fig. 29—30.

Observaţii: Testul îngust, alungit, cu laturile aproape paralele, uşor răsucit în jurul axului vertical este triserial în porţiunea iniţială, devenind apoi biserial. Exemplarele găsite de noi corespund holotipului descris de H. Tappan în albianul din Alaska.

Dimensiuni: lungimea 0,76 mm; lăţimea maximă 0,16 mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 168 (pl. IV, fig. 22).

Familia **TROCHAMMINIDAE** Schwager, 1877

Genul **Trochammina** Parker et Jones, 1859

Trochammina minuta Crespin

Trochammina minuta Crespin. 1953, Contr. Cushm. Fdn. foram. Res., IV, [1], p. 32, pl. 5, fig. 19. Crespin, 1963, Bur. Min. Resour. Aust. Bull. 66, p. 62, pl. 18, fig. 6—10.

Observaţii. Caracterele distinctive ale acestei specii sînt: periferia larg rotunjită, convexitatea părţii dorsale şi regiunea ombilicală adîncită. Exemplarele din materialul cercetat corespund holotipului figurat de I. Crespin din apţianul din Australia, fiind însă de talie mai mare.

Dimensiuni: diametrul 0,35 mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 169 (pl. IV, fig. 20, *a*, *b* şi *c*)

Trochammina quinqueloba Geroch

Trochammina quinqueloba Geroch. 1959, Paläont. Z., 33, [1—2], p. 113, 118, pl. 12, fig. 1—3. Costea şi Balteş, 1962, p. 64, 66.

Observaţii. Această specie diferă de *Trochammina subvesicularis* Hanzliková printr-o uşoară convexitate a părţii dorsale şi prin constanţa numărului de camere. Formele găsite de noi sînt turtite în diferite direcţii. Ele corespund holotipului descris şi figurat de S. Geroch din cretacicul inferior din flişul Carpaţilor polonezi. I. Costea şi N. Balteş citează specia *Trochammina quinqueloba* în cretacicul inferior din flişul Carpaţilor Orientali.

Dimensiuni: diametrul 0,28 mm; înălţimea maximă 0,27 mm.
Hipotipoid: colecţia autorilor nr. 170 (pl. IV, fig. 19, *a*, *b* şi *c*).

CONTRIBUTION TO THE MICROBIOSTRATIGRAPHY OF THE EOCRETACEOUS ROCKS IN THE METALLIFEROUS MOUNTAINS

ABSTRACT

The micropaleonthological study of the argillaceous wildflysch formation in the Bucerdea — Tibru zone has revealed a rich microfauna composed exclusively of arenaceous foraminifera belonging to the following families: *Astrorhizidae*, *Rhizamminidae*, *Saccamminidae*, *Hyperamminidae*, *Reophacidae*, *Ammodiscidae*, *Lituolidae*, *Textulariidae*, *Trochamminidae*, *Verneuilinidae* and *Valvulinidae*.

This microfaunal assemblage was correlated with similar assemblages found in Romania and elsewhere (Table 1).

The presence of the index species *Hippocrepina depressa* and *Plectorecurvoides alternans* points to the Aptian—Middle Albian age of the wildflysch formation. The same age was assigned by S. Geroch (1960) to the zone with *Hippocrepina depressa* and *Plectorecurvoides alternans* in the Silesian unit of the Polish Carpathian flysch.

The boundary between the Aptian and the Albian intervals could not be ascertained on the basis of the investigated microfauna, since it is included in the zone with *Hippocrepina depressa* and *Plectorecurvoides alternans*.

The assemblage of arenaceous foraminifera figured and discussed by the authors includes 21 species: *Hippocrepina depressa*, *Bathysiphon brosgei*, *Bathysiphon vitta*, *Saccammina lathrami*, *Pelosina lagenoides*, *Reophax minuta*, *Hormosina ovulum*, *Hormosina cf. distans*, *Ammodiscus cretaceus*, *Glomospirella gaultina*, *Haplophragmoides cf. chapmani*, *Haplophragmoides cf. concava*, *Haplophragmoides cushmani*, *Haplophragmoides gigas minor*, *Plectorecurvoides alternans*, *Ammobaculites minimus*, *Verneuilinoides borealis*, *Gaudryina tailleuri*, *Dorothia chandlerensis*, *Trochammina minuta*, *Trochammina quinqueloba*.

BIBLIOGRAFIE

1. Bleahu M. şi Dimian M., *Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munţii Metaliferi (Munţii Apuseni)*, Congr. V al Asoc. geol. Carp.-Balc., Bucureşti, 1963, **III**, *1*.
2. Costea I. şi Balteş N., *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1962.
3. Costea I. şi Comşa D., *Date preliminare asupra microfaunei cretacicului inferior şi asupra limitei cu jurasicul superior în regiunea Ciureşti*, Petrol şi gaze, 1964, **15**, *3*.
4. Crespin I., *Lower Cretaceous Foraminifera from the Great Artesian Basin*, Australia, Contr. Cushm. Fdn. foram. Res., 1953, **VI**, *1*.
5. — *Lower Cretaceous Arenaceous Foraminifera of Australia*, Bur. Min. Resour. Aust. Bull., *66*, 1963.
6. Cushman J. A., *Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap, *206*, 1946.
7. Filipescu M. şi Săndulescu J., *Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Cernatu (Munţii Bodocului)*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *4*.

8. Geroch S., *Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch*, Paläont. Z., 1959, **33**, *1—2*.
9. — *Microfaunal Assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian Unit in the Beskid Slaski Mts. (Silesian Carpathians)*, Inst. Geol. Biul. 153, Varșovia, 1960.
10. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Étude géologique et minière des Monts Metallifères*, An. Inst. geol., 1942, **XXI**.
11. Grzybowski J., *Otwornice czerwonych ilów z Wadowic*, Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akad. Umiej., Cracovia, 1896, *30*.
12. Homola V. a. Hanzlíková E., *Biostratigraphical, Tectonical, and Lithological Studies in the Tesin District*, Sborn. Ustr. Ust. Geol. C.S.R., 1955, *21*.
13. Ilie M., *Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș*, An. Inst. geol., 1935, **XVII**.
14. — *Sur les depôts albiens du bassin inférieur de la Valea Ampoiului (Distr. Alba)*, Rev. șt. „V. Adamachi", 1945, **XXI**.
15. — *Monts Métallifères de Roumanie*, An. Inst. geol., 1950, **XXIII**.
16. Loeblich A. R. a. Tappan H., *New Washita Foraminifera*, J. Paleont., 1946, **20**, *3*.
17. Nauss A. W., *Cretaceous Microfossils of the Vermilion Area, Alberta*, J. Paleont., 1947, **21**, *4*.
18. Neagu T., *Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic-superioare de pe valea Sadovei (Cîmpulung Moldovenesc) și bazinul superior al văii Buzăului*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *1*.
19. — *Asupra prezenței cretacicului inferior fosilifer pe pîrîul Feneș (Valea Mare — regiunea Brașov)*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat. geol., geogr., 1962, **XI**, *33*.
20. Tappan H., *Foraminifera from the Duck Creek Formation of Oklahoma and Texas*, J. Paleont., 1943, **17**, *5*.
21. — *New Cretaceous Index Foraminifera from Northern Alaska*, U.S. Natl. Mus. Bull. *215*, 1957.
22. — *Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 236—C, 1962.
23. Ten Dam A., *Les foraminifères de l'albien des Pays-Bas*, Mem. Soc. Géol. Fr., *63*, 1950, **XXIX**, *4*.

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 23 noiembrie 1966.

VÎRSTA GRESIEI DE CORBI DIN PALEOGENUL DEPRESIUNII GETICE*

DE

N. TĂTĂRÂM

55 (05)

În cuprinsul formațiunilor paleogene din Depresiunea Getică, așa cum am arătat și în lucrările anterioare, au fost separate mai multe orizonturi : 1) orizontul conglomeratic-grezos, 2) orizontul marnos, 3) orizontul șisturilor disodilice și 4) orizontul gipsurilor inferioare.

În cadrul orizontului marnos din zona Văii Doamnei și văii Vîlsanului, Gh. Murgeanu (18) distinge trei suborizonturi : a) marnele inferioare, b) gresia de Corbi și c) marnele superioare. Ulterior, V. Dragoș (6) arată că această succesiune se întîlnește și în valea Topologului și valea Olănești. Acest autor denumește pachetul grezos conglomeratic de aici, corespunzător gresiei de Corbi din Valea Doamnei, „complexul de Corbi" și precizează că, întrucît acesta este întrerupt pe 10—15 km între Rădăcinești și valea Olănești, ceea ce se observă și spre est, nu adoptă împărțirea orizontului marnos în trei suborizonturi, făcută de Gh. Murgeanu.

Denumirea de gresie de Corbi a fost introdusă în literatura geologică de Sabba Ștefănescu în 1897. În lucrările lui I. Popescu-Voitești, începînd din anul 1909, acest termen este înlocuit cu acela de „gresie de Corbșori".

S-a crezut multă vreme că această gresie încheie seria paleogenă, atribuindu-i-se cînd vîrsta oligocenă, cînd vîrsta priaboniană. Dar, după cum au arătat și Gh. Murgeanu (18) și V. Dragoș (6) gresia de Corbi suportă în continuitate de sedimentare marne cenușii cu intercalații de gresii dure sau mai friabile, asemănătoare acelora care se găsesc în baza ei. Acestea alcătuiesc suborizontul marnelor superioare, în concepția lui Gh. Murgeanu.

---

* Lucrare prezentată la conferința cadrelor didactice de la Facultatea de geologie-geografie, Universitatea București, din octombrie 1965.

Cercetătorii care s-au ocupat cu studiul formațiunilor din Depresiunea Getică au avut păreri diferite asupra vîrstei orizonturilor paleogenului. În tabelul nr. 1 sînt prezentate schemele stratigrafice stabilite de acești autori.

Ocupîndu-ne cu studiul asociațiilor de foraminifere mari existente în nivelul fosilifer de la partea superioară a orizontului conglomeratic-grezos și din alte cîteva nivele din cuprinsul suborizontului marnelor inferioare, după concepția lui Gh. Murgeanu, am ajuns la concluzia că orizontul conglomeratic-grezos este de vîrstă ypresiană și, posibil, și paleocenă, iar partea inferioară a orizontului marnos este de vîrstă lutețian-inferioară (33), (34) (tabelul nr. 1). În lucrarea prezentată în anul 1964 am încercat o corelare a depozitelor eocene din partea de est a Depresiunii Getice cu depozitele corespunzătoare din alte regiuni din țara noastră și din țările vecine pe baza foraminiferelor mari (32). Arătam în această lucrare că paralelizarea depozitelor eocene din Depresiunea Getică cu acelea din celelalte regiuni este precisă pentru orizontul conglomeratic-grezos și pentru jumătatea inferioară a orizontului marnos, pentru care aveam argumente paleontologice, corelarea depozitelor superioare rămînînd aproximativă, întrucît nu ne ocupaserăm cu studiul organismelor semnalate în aceste depozite în unele regiuni ale Depresiunii Getice.

În ultimul timp am continuat determinarea speciilor colectate din nivelele fosilifere de la partea superioară a suborizontului marnelor inferioare și din suborizontul gresiei de Corbi. Asociațiile existente determină vîrsta acestora și ne permit deci să aducem unele precizări în schema de corelare prezentată în anul precedent.

Astfel, din gresiile grosiere, calcaroase, cenușii, dure, groase de 5—15 cm, intercalate între marnele cenușii, fin nisipoase și cu spărtură neregulată, care se găsesc în partea superioară a suborizontului marnelor inferioare de pe versantul stîng al Văii Doamnei, am determinat următoarele specii : *Nummulites distans* Desh., *N. atacicus* Leym., *N. rotularius* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. nitidus* de la Harpe, *N. partschi* de la Harpe, *Discocyclina scalaris* Schlumb., *D. roberti* Douv., *D. douvillei* Schlumb., *D. sella* d'Arch., *D. cf. augustae* Weijden, *D.* cf. *strophiolata* Gümbel, *Asterocyclina* sp., *Alveolina* sp. ; roca mai conține fragmente de lamelibranhiate și alge calcaroase (tabelul nr. 2).

Această asociație este caracteristică lutețianului. Deși unele specii se întîlnesc și în ypresian, și în priabonian, ele au dezvoltare mai mare în general în lutețian, și anume, în bazinele clasice și în bazinele cu depozite paleogene din regiunile apropiate țării noastre. Doar două specii, *Discocyclina cf. augustae* Weijden și *D.* cf. *strophiolata* Gümbel, se cunosc numai în priabonian.

În continuitate de sedimentare în regiunea Văii Doamnei și văii Vîlsanului urmează pachetul de strate separat de Gh. Murgeanu ca suborizontul gresiei de Corbi. Acesta este situat aproximativ în treimea superioară a orizontului marnos. Este constituit din gresii gălbui, friabile, dispuse în bancuri de 1—2 m, separate prin marne disodiliforme sau chiar șisturi disodilice cu rozete de gips și impresiuni de solzi de pești și de plante. Șisturile disodilice se întîlnesc pe versantul stîng al Văii Doamnei. Pe versantul drept al Văii Doamnei și mai ales pe cei doi versanți ai văii Vîlsanului, în zona comunei Brăduleț, între bancurile de gresii,

Tabelul nr. 1

Vîrsta orizonturilor paleogenului din Depresiunea Getică, după diferiţi autori.

Orizontul conglomeratic-grezos	Orizontul marnos			Şisturi disodilice	Gipsuri inferioare	Denumirea autorilor
	marne, gresii, microconglomerate	gresia de Corbi	marne şi gresii			
Eocen						1885 : Gr. Ştefănescu
Eocen mediu	E_2 sau baza E_3	? Oligocen	Eocen superior			1897 : Sabba Ştefănescu
Eocen		? Oligocen	Eocen		Helveţian	1898 : V. Popovici-Haţeg
E_2 şi baza E_3	Eocen superior-Oligocen inferior			Oligocen	Burdigalian	1907 : Gh. Murgoci
?	Luteţian	Oligocen	?	Oligocen	?	1917 : H. Grozescu
Luteţian — Auversian		Priabonian	?	?	Helveţian	1935 : I. Popescu-Voiteşti
Eocen				Priabonian		1941 : Gh. Murgeanu.
Eocen mediu — Oligocen inferior					Acvitanian	1944 : E. Hristescu
Eocen — Oligocen					Acvitanian	1950 : M. G. Filipescu
Eocen				Oligocen	Acvitanian	1952 : V. Dragoş
Luteţian — Bartonian		Priabonian		Oligocen	?	1953 : V. Dragoş
Eocen				Oligocen-Aquitanian	? Burdigalian	1954 : Gr. Popescu
Eocen	Eocen superior — Oligocen				Acvitanian	1954 : L. Turculeţ
Eocen	Oligocen				Acvitanian	1955 : I. Moldovan
? Paleocen-Ypresian	Luteţian inferior	Luteţian-superior Priabonian		? Oligocen	Acvitanian	1963 : N. Tătărâm
? Paleocen-Ypresian	Luteţian	Priabonian		? Oligocen	? Acvitanian	1965 : N. Tătărâm

Tabelul nr. 2

Repartizarea stratigrafică a foraminiferelor mari din depozitele luteţian-superioare şi priaboniene din Depresiunea Getică

	Denumirea speciilor	Repartizarea stratigrafică					
		bazinele clasice			Depr. Getică		
		ypre-sian	lute-ţian	pria-bonian	ypre-sian	lute-ţian	pria-bonian
1	*Nummulites atacicus* Leym.						
2	,, *rotularius* Desh.						
3	,, *nitidus* de la Harpe						
4	,, *incrassatus* de la Harpe						
5	,, *chavannesi* de la Harpe						
6	,, *budensis* Hantken						
7	*pulchellus* Hantken						
8	,, *variolarius* (Lamk.)						
9	,, *orbignyi* (Galeotti)						
10	,, *partschi* de la Harpe						
11	,, *gallensis* Heim						
12	,, *irregularis* Desh.						
13	,, *distans* Desh.						
14	,, *perforatus* (Montf.)						
15	,, *millecaput* Boubeé						
16	,, *fabianii* (Prever)						
17	,, *problematicus* Tellini						
18	*Operculina alpina* Douv.						
19	*Operculinoides nassauensis* Cole						
20	*Assilina granulosa* (d'Arch.)						
21	*Grzybowskia reticulata* (Rütim.)						
22	*Spiroclypeus carpathicus* (Uhlig)						
23	*Discocyclina nummulitica* (Gümbel)						
24	,, *scalaris* (Schlumb.)						
25	,, *roberti* Douv.						
26	,, *douvillei* (Schlumb.)						
27	,, *sella* (d'Arch.)						
28	,, cf. *augustae* v. Weijden						
29	,, cf. *strophiolata* (Gümbel)						
30	*Asterocyelina* sp.						
31	Alveolina sp.						

Tabelul nr. 3

Corelarea depozitelor paleogene din depresiunea getică cu depozitele corespunzătoare din alte regiuni ale României şi ţărilor vecine

Virste			Depresiunea getică	Carpaţii orientali: litofaciesul median (Tarcău)	Carpaţii orientali: litofaciesul de tranziţie	Carpaţii orientali: litofaciesul marginal (Pasieczna)	Dobrogea	Albeşti	Bazinul Transilvaniei: Turnu Roşu (Porceşti)	Bazinul Transilvaniei: regiunea Cluj	R. P. Ungară Munţii Bakony	Carpaţii polonezi occidentali	R. P. Bulgaria: Bazinul Varna	R. P. Bulgaria: Balcani	U.R.S.S. Crimeea	R. S. F. Jugoslavia (Slovenia)
Eocen	superior	ludian (wemmelian)	Orizontul marnos: marne şi gresii	strate de Ardeluţa cu *Globigerinoides conglobatus* strate de Plopu	strate de Lupoaia strate de Plopu argile roşii şi verzi	gresia de Lucăceşti cu *Nummulites fabianii* strate de Bisericani argile roşii şi verzi				seria marină superioară: marne şi calcare cu briozoare marne şi calcare cu *Nummulites fabianii*	?	?	gresii etc.	fliş	zona cu *Almaena taurica* zona cu *Globigerinoides conglobatus* zona cu *Lyrolepis caucasica* zona cu *Hantkenina alabamensis* zona cu *Acarinia rotundimarginata* zona cu *Nummulites incrassatus*	eocen superior: ludian (wemmelian)
Eocen	superior	ledian	gresia de Corbi cu *Nummulites fabianii, N. pulchellus* etc.	gresia de Tarcău cu *Nummulites partschi, N. galllensis, Discocyclina*	gresii micacee şi lentile de calcare de Pasieczna cu *Nummulites* cf. *fabianii, N. distans, N. millecaput, Discocyclina, Asterodiscus*	gresii glauconitice cu *Nummulites* cf. *fiabianii* etc. calcare de Pasieczna gresii cu *Astroediscus taramellii* etc.	?	gresii calcaroase şi nisipuri cu *Nummulites pulchellus, N. chavannesi* etc.	calcare grezoase cu *Nummulites fabianii* etc.	strate de Cluj seria de argile vărgate superioare	marne cu intercalaţii de gresii tufacee şi tufuri	zona a 6-a : gresia de Măgura	marne, nisipuri		zona cu *Nummulites incrassatus*	ledian
Eocen	mediu	luteţian superior	marne, gresii şi microconglomerate cu *Nummulites distans, N. laevigatus* etc.				?	?	calcare grezoase microconglomerate cu *Nummulites millecpaut* etc.	seria marină inferioară: calcarul grosier inferior argile cenuşii marne cu *Nummulites perforatus* marno-calcare cu *Anomia*, gipsuri inferioare	marne tufacee cu glauconit şi cu *Discocyclina*, decapode calcare cu *Nummulites millecaput* şi *Discocyclina* calcare argiloase cu *Nummulites millecaput* calcare cu *Assilina spira* calcare cu *Nummulites perforatus* calcare cu faună săracă	zona a 5-a : strate cu hieroglife	orizontul superior (calcare de Aladin) orizontul mediu (orizontul de Dikilitach) orizontul inferior	fliş	zona cu *Nummulites polygyratus* zona cu *Nummulites distans* zona cu *Nummulites distansminor*	eocen mediu: biarritzian
Eocen	mediu	luteţian inferior	microconglomerate cu *Nummulites* cf. *planulatus, N. globulus, Assilina exponens* etc.		gresii calcaroase, gresii micacee etc.	calcaro-gresii	calcare cu *Nummulites distans* etc.	calcare organogene cu *Nummulites distans* etc.	calcare organogene cu *Nummulites laevigatus* etc.	seria argilelor vărgate inferioare: orizontul vărgat		zona a 4-a : ? strate cu hieroglife gresia de Paserbeţk zona a 3-a III : strate de Belovejsk				eocen mediu: luteţian
Eocen	inferior	ypresian	orizontul conglomeratic grezos		strate de Straja strate calcaro-grezoase cu *Lithothamnium, Nummulites planulatus, N. globulus, Asterodiscus* etc.		nisipuri glauconitice cu *Nummulites planulatus, N. globulus*	Calcare cu *Nummulites planulatus, N. globulus* etc.	calcare grezoase cu *Nummulites planulatus, N. burdigalensis* etc.		? calcare marnoase cu *Nummulites laevigatus, N. planulatus*	zona a 3-a II : şisturi roşii zona a 3-a I : gresia de Ţenjkoviţk		?	zona cu *Assilina placentula* zona cu *Nummulites crimenssi* zona cu *Operculina semiinvoluta*	eocen inferior: cuisian
Paleocen	landenian				strate cu *Discocyclina seunesi*		?	?	?		depozite lateritice	depozite marine, salmastre şi de apă dulce depozite continentale	?			marne	paleocen superior: ilerdian
Paleocen	mediu															paleocen mediu: mediu
Paleocen	montian															paleocen inferior: danian

fliş

calcare cu nummuliţi şi calcare cu nummuliţi şi alveoline

seria liburnică

În alte puncte din Depresiunea Getică au fost citaţi numuliţi, gasteropode etc. de către I. Popescu-Voiteşti (26) şi V. Dragoş (6) în conglomeratele superioare din valea Olăneşti, pe care le echivalează pe baza poziţiei stratigrafice cu gresia de Corbi. Aceeaşi faună a fost semnalată (5) şi de către V. Dragoş în depozitele corespunzătoare dintre valea Argeşului şi Valea Limpede.

Depozitele marnoase-grezoase de peste gresia de Corbi (suborizontul marnelor superioare) par să fie nefosilifere. Avînd litologie asemănătoare cu acelea de sub gresia de Corbi, le atribuim, ca şi autorii precedenţi, priabonianului.

În ceea ce priveşte partea superioară a suborizontului marnelor inferioare, atît fauna cu caractere luteţiene, cît şi poziţia lor stratigrafică (stau în continuitate de sedimentare peste depozite cu faună luteţian-inferioară şi suportă concordant gresia de Corbi de vîrstă priaboniană) ne îndreptăţesc să le atribuim luteţianului superior.

Prin precizarea, şi pe baze paleontologice a vîrstei depozitelor din partea superioară a orizontului marnos din Depresiunea Getică (regiunea cuprinsă între valea Topologului şi Valea Doamnei), putem afirma că schema de corelare a depozitelor eocene din partea de est a Depresiunii Getice cu depozitele corespunzătoare din alte regiuni din ţara noastră şi din ţările vecine, prezentată în anul precedent, îşi păstrează valabilitatea (tabelul nr. 3). Suborizontul gresiei de Corbi şi suborizontul marnelor superioare sînt sincrone cu stratele de Plopu şi stratele de Ardeluţa din Obcina Feredeului, cu orizontul de argile roşii, verzi şi pestriţe, cu stratele de Bisericani şi gresia de Lucăceşti din Obcina Mare, cu seria argilelor vărgate superioare şi seria marină superioară din regiunea Cluj, cu zona a 6-a separată în flişul de Măgura din Carpaţii polonezi vestici, cu depozitele de platformă şi de fliş corespunzătoare din regiunea Varna şi Balcani etc. În toate aceste regiuni, asociaţiile de foraminifere mari menţionate au multe elemente comune cu acelea întîlnite în Depresiunea Getică.

Adăugăm că schema de corelare prezentată se completează prin descoperirea la Porceşti, pe rama nordică a Munţilor Făgăraş, a microconglomeratelor şi calcarelor grezoase cu asociaţii caracteristice luteţianului superior şi priabonianului (35).

Prezenţa a numeroase specii comune de foraminifere mari în eocenul de pe cei doi versanţi ai Munţilor Făgăraş ridică din nou problema existenţei unor legături între cele două domenii de sedimentare — Depresiunea Getică şi Bazinul Transilvaniei. Cunoştinţele actuale asupra paleogenului din ţara noastră nu dau posibilitatea să se precizeze regiunile pe unde s-au putut stabili aceste legături; problema aceasta rămîne încă deschisă.

L'ÂGE DU GRÈS DE CORBI DU PALÉOGÈNE DE LA DÉPRESSION GÉTIQUE

RESUMÉ

Le grès de Corbi, le complexe gréseux-conglomératique à rares intercalations de marnes, situé à la partie supérieure de l'horizon des marnes (le deuxième horizon du Paléogène de la Dépression gétique), a été

attribué jusqu'à présent à l'Oligocène ou bien au Priabonien, les auteurs se basant seulement sur des critériums stratigraphiques.

L'étude des grands Foraminifères se trouvant dans le grès de Corbi de la partie est de la Dépression gétique (Valea Doamnei, V. Vîlsanului et V. Topologului) a permis de préciser l'âge des ces dépôts. L'association (*Nummulites fabianii* Prever, *N. problematicus Tellini*, *N. pulchellus* Hantk., *N. chavannesi* de la Harpe, *N. budensis* Hantk., *N. orbignyi* (*Galeotti*), etc., p.161—162) caractérise l'Eocène supérieure (Priabonien) des autres bassins paléogènes européens (tabl .2). La faune collectionnée dans les dépôts se trouvant au-dessous du grès de Corbi (*Nummulites distants* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. atacicus* Leym., *N. rotularius* Desh., *N. partschi* de la Harpe, etc., p. 158) indique l'âge lutétien de ces sédiments.

L'établissement de l'âge des dépôts de la partie supérieure de l'horizon des marnes (grès de Corbi et les couches d'au-dessous du grès de Corbi) montre que la corrélation entre les dépôts éocènes de la partie est de la Dépression gétique et leurs correspondants des autres régions de Roumanie et des pays voisins, qui a été présentée en 1964, reste valable (tableau 3). Le schème de cette corrélation a été complété avec le Lutétien supérieur et le Priabonien du versant nord des monts Făgăraş (Porceşti) ; ces étages ont été distingués ces dernières années.

Les études des grands Foraminifères qui se trouvent dans les dépôts paléogènes de la Dépression gétique modifient, dans un certaine mesure, les schèmes stratigraphiques présentés par d'autres chercheurs pour cette région (tableau 1).

BIBLIOGRAFIE

1. Belmustakov E., *Golemi foraminiferi. Fosilite na Bilgaria. VI. Paleogen*, Izd. Bilg. Akad. Nauk, Sofia, 1959.
2. Bieda F., *Fauny numulitowe w Eocenie Tatrzanskim*, Inst. Geol. Biul. Varşovia, 1959, **IV**, *141*.
3. — *Numulity serii Magurskiei Polskih Karpat zachodnich*, Inst. Geol. Biul., Varşovia, 1959, **II**, *131*.
4. Bombiţă Gh., *Conribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P.R.*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
5. Dragoş V., *Raport geologic asupra regiunii dintre rîul Topolog şi valea Olăneşti*, Arh. Com. geol., 1952.
6. — *Cercetări geologice asupra regiunii dintre rîurile Topolog şi Olt*, Dări de seamă, Com. geol., 1953, **XXXVII** (1949—1950).
7. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S. et Georgescu C. *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. géol., 1962, **XXXII**.
8. Filipescu M. G., *Virsta complexului gipsurilor inferioare din Subcarpaţi*, Natura, 1950, **II**, *6*.
9. Grozescu H., *Cîteva date referitoare la orizontarea paleogenului dintre Rîul Tîrgului şi rîul Topologul*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1917, **VII** (1915—1916).
10. Hristescu E., *Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression gétique*, C. R. Inst. géol. Roum., 1944, **XXVII** (1938—1939).
11. Ionesi L., *Geologia regiunii Gura Humorului — Poiana Micului*, An. şt. Univ. Iaşi, s. II, 1961, **VII**, fasc. 2.
12. — *Flişul paleogen dintre pîrîul Petak şi Valea Boului (Moldova de nord)*, An. şt. Univ. Iaşi, 1963, **IX** (serie nouă).
13. — *Asupra unor foraminifere mari din flişul paleogen şi importanţa lor stratigrafică*, Congr. V al Asoc. Carp. — Balc., 1963, **III**, *1*.

14. Joja Th., *Contribuțiuni la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii flișului extern din jurul comunei Brodina și de la fundul pîrîului Putna (raionul Rădăuți)*, Bul. Inst. petrol, gaze și geologie, 1960, **VI**.
15. Kopek G. et Kecskeméti T., *La classification des assises éocènes de la Montagne de Bakony (Transdanubien) d'après les grands Foraminifères*, Ann. hist.-nat., Musei nationalis Hungariae, pars miner, et palaeont., 1961, **53**.
16. Meszaros N., *Stratigraphie und Molluskenfauna der Eozänablagerungen von Porcești (Kreis Sibiu—Hermannstadt, Rumänien)*, N. Jb. Geol. Paläont., 5, Stuttgart, 1960.
17. Moldovan I., *Cercetări geologice în regiunea Curtea de Argeș — Corbi*, Rap. Arh. Com. geol., 1955.
18. Murgeanu Gh., *Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieures de Muntenie Occidentale*, C. R. Inst. géol. Roum., 1941 **XV** (1936—1937).
19. — *Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vîlsanului*, C. R. Inst. géol. Roum., 1941, **XXVI** (1937—1938).
20. Murgoci Gh., *Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale*, An. Inst. geol., 1907, **I**, fasc. 1.
21. Nemkov G. I. i Barhatova N. N., *Nummuliti, assilini i operculini Krîma*, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscova—Leningrad, 1961.
22. Pavlovec R., *Die stratigraphische Entwicklung des älteren Palaeogens im südwestlichen Teil Sloweniens*, Acad. Sci. Art. Slovenica, **IV**, Disertationes, VII, Ljubljana, 1963.
23. Popescu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Govora — Rm. Vîlcea —Olănești (Depresiunea Getică)*, Dări de seamă Com. geol. Rom., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
24. Popescu-Voitești I., *Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor dintre Dîmbovița și Olt*. An. Inst. geol., 1909, **II**, fasc. 3.
25. — *Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression Gétique*, An. Inst. geol., 1910, **III**, fasc. 2.
26. — *Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc*, Rev. Muz. geol. miner. al Univ. din Cluj, 1936, **V**, *2*.
27. Popovici-Hațeg V., *Étude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia (Roumanie)*, Paris, 1898.
28. Stefănescu Gr., *Geologia județului Muscel (Relațiune sumară de lucrările Biroului geologic în campania anului* 1884), An. Biur. geol., 1885, *1* (1884).
29. Stefănescu S., *Memoriu relativ la geologia județului Argeș*, An. Biur. geol., 1884, an. I, *2* (1882—1883).
30. — *Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique*, Thèse, Lille, 1897.
31. Tătăram N., *Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1963.
32. — *Corelarea depozitelor paleogen-inferioare din Depresiunea Getică cu paleogenul altor regiuni din R.P.R. și țările vecine pe baza foraminiferelor mari*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat., geol. — geogr., 1964, *1*.
33. — *Contribuții la cunoașterea faunei paleogene de la Căpățîneni (reg. Argeș)*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat., geol.-geogr., 1964, nr. 2.
34. — *Contribuții la studiul stratigrafic al paleogenului de pe Valea Doamnei (reg. Argeș) cu privire specială asupra foraminiferelor mari*, Anal. Univ. Buc. seria șt. nat., geol. — geogr., 1965, nr. 1.
35. — *Date noi asupra paleogenului de la Turnu Roșu (Porcești) (regiunea Brașov)*, Lucrare susținută în sesiunea științifică a cadrelor didactice, Fac. geol. — geogr. Univ. București, 1965.
36. Turculeț L., *Cartare geologică între rîurile Topolog și Argeș*, Rap. Arh. Com. geol., 1954.
37. Visoțki I. V. și Grigoraș N., *Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpații Orientali de pe teritoriile U.R.S.S. și R.P.R.*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.

Universitatea București
Facultatea de geologie — geografie

Primit în redacție la 28 aprilie 1966.

STRUCTURA FLIŞULUI CRETACIC ÎN VALEA BICAZULUI

DE

LORIN R. CONTESCU

55 (05)

ISTORICUL CERCETĂRILOR EFECTUATE ASUPRA FLIŞULUI CRETACIC DIN BAZINUL BICAZULUI

Cu aproximativ 40 de ani în urmă, în 1926, apărea în Dările de seamă ale şedinţelor Institutului geologic din anii 1919—1920 articolul lui G. Macovei şi I. Atanasiu intitulat: *Structura geologică a văii Bistriţei între Pîngăraţi şi Bistricioara*, în care era publicată prima hartă geologică a bazinului mijlociu al Bistriţei, ca rezultat al unui studiu stratigrafic şi litologic de detaliu.

De atunci, zona flişului din Carpaţii Moldovei a mai fost cercetată de numeroşi geologi. Ei au adus, bineînţeles, numeroase date noi, ceea ce a permis îmbogăţirea cunoştinţelor asupra depozitelor cretacice din acest sector. Structura de ansamblu şi stilul tectonic al flişului cretacic s-au dovedit mult mai complicate decît acelea admise de G. Macovei şi I. Atanasiu. Într-adevăr, în cuprinsul zonei flişului au fost distinse mai multe unităţi separate de linii tectonice, unităţi şi linii purtînd diverse denumiri şi avînd o amplitudine şi o importanţă mai mare sau mai mică, conform concepţiei diferiţilor autori.

Dintre profilele geologice instructive şi bine deschise, studiate de toţi cercetătorii care au lucrat în bazinul Bistriţei, acela al văii Bicazului s-a bucurat de o atenţie deosebită, avînd în vedere că el îşi păstrează în permanenţă caracterul transversal în raport cu direcţia unităţilor tectonice.

Aşa cum am menţionat la început, primele cercetări mai detaliate asupra flişului din bazinele Bistriţei şi Bicazului au fost întreprinse de G. Macovei şi I. Atanasiu (13). Pe harta întocmită de aceşti autori sînt separate, ca depozite cretacice, „stratele cu *Aptychus* neoco-

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 167—178 Bucureşti 1968

miene" (echivalente ale stratelor de Sinaia din Valea Prahovei), barremianul, dezvoltat sub două faciesuri (unul intern, grezos, care va fi denumit ulterior strate de Bistra (14), şi altul extern, argilos — şisturile negre), şi apţianul (cu trei orizonturi : marnos, grezos şi conglomeratic). Trebuie remarcat faptul că vîrsta exclusiv barremiană atribuită şisturilor negre se baza pe constatarea că, „faţă de apţian, şisturile negre se prezintă în concordanţă perfectă, observîndu-se o trecere gradată de la ele la apţian".

Mai tîrziu însă, studiile întreprinse de M. G. Filipescu şi colab. (11) au arătat că şisturile negre reprezintă de fapt o serie comprehensivă, începînd din valanginian şi pînă în albian, şi nu numai un facies al depozitelor barremiene.

Din punct de vedere tectonic se poate observa pe harta şi pe profilul din lucrarea lui G. Macovei şi I. Atanasiu că limita dintre stratele de Sinaia şi şisturile cristaline sau rocile triasice ale zonei cristalino-mezozoice este marcată de o falie cu înclinare variabilă, ceea ce conferă contactului un caracter ezitant. Existenţa unui orizont inferior al stratelor de Sinaia cu conglomerate de transgresiune, orizont separat de I. Atanasiu, ar fi dovedit, în concepţia acestui autor, valoarea redusă a liniei ce separa zona flişului de zona cristalino-mezozoică (2), (3).

Cercetările lui I. Băncilă au condus la separarea unităţii est-interne, în cuprinsul căreia se dezvoltă flişul curbicortical albian. În ceea ce priveşte raporturile dintre unitatea cea mai internă a zonei flişului (vest-internă) şi zona cristalino-mezozoică (unitatea centrală), raporturi considerate ca ezitante de unii autori (6), urmînd în aceasta părerilor emise de G. Macovei şi I. Atanasiu, I. Băncilă susţine existenţa unui contact anormal important (linia centrală). În legătură cu acest contact trebuie menţionate şi rezultatele studiului maselor de calcare situate la confluenţa văii Dămucului cu valea Bicazului (5). Autorii lucrării sînt de părere că ele nu aparţin zonei cristalino-mezozoice (2), ci reprezintă recifi *in situ* în stratele de Sinaia.

O hartă geologică mai recentă a fost realizată, pentru sectorul Bicaz — Dămuc — Aţa — Brateş, de către J. Gherman şi M. Solcanu [1]. În ansamblu, ea se bazează pe schema stratigrafică şi tectonică stabilită de I. Băncilă. Noul în această lucrare constă în separarea şi descrierea stratelor de Toroclej, constituite dintr-o alternanţă de gresii curbicorticale şi de şisturi negre, care, după părerea autorilor, trebuie plasate în cuprinsul unităţii est-interne, la baza flişului curbicortical.

Privit într-un cadru mai larg, flişul cretacic situat în bazinul Bistriţei a mai fost cercetat şi de Gr. Alexandrescu (1), de Gr. Alexandrescu şi E. Alexandrescu [2], de Şt. Albu şi Elena Albu [3] şi de P. Şoigan [4]. La sud se înscriu cercetările

[1] J. Gherman şi M. Solcanu, *Raport geologic privind regiunea Bicaz — Dămuc*, Arh. Întrepr. prosp. geol. — geof. M.I.P.Ch., 1959.

[2] Gr. Alexandrescu şi E. Alexandrescu, *Raport asupra zonei şisturilor negre între valea Tarcăului şi valea Bicazului*, Arh. Com. Geol., 1957.

[3] Şt. Albu şi Elena Albu, *Cercetări geologice în regiunea Bistricioara — Ceahlău*, Rap. Arh. Întrepr. prosp. geol. — geof. M.I.P.Ch., 1959.

[4] P. Şoigan, *Raport asupra cercetărilor geologice în partea de nord a masivului Ceahlău*, Arh. Com. Geol., 1958.

întreprinse de M. Săndulescu (19) și M. Săndulescu și Jana Săndulescu (20), care au orizontat în detaliu stratele de Sinaia și de Bistra, recunoscînd în bazinul văii Trotușului complexele litologice ale flișului eocretacic din Munții Baraoltului (16) și din extremitatea sudică a Munților Ciucului (17).

Conform datelor tuturor autorilor citați, depozitele cretacice din bazinele Trotușului și Bistriței sînt repartizate în trei unități structural-tectonice, care, urmînd textul explicativ al hărții tectonice a Republicii Socialiste România, se succedă de la interior către exterior în ordinea următoare: unitatea de Ceahlău, unitatea flișului curbicortical și unitatea șisturilor negre [5] (8).

În cuprinsul flișului cretacic au fost puse în evidență două linii tectonice importante: linia Lutu-Roșu, care separă unitatea de Ceahlău de unitatea flișului curbicortical, și linia est-internă, situată între aceasta din urmă și unitatea șisturilor negre.

Dacă asupra limitei dintre zona cristalino-mezozoică și zona flișului, ca și asupra valorii liniei ce separă flișul curbicortical de șisturile negre, nu s-a ajuns încă la o unanimitate de păreri, în schimb în toate lucrările recente există un acord privind existența și traseul liniei Lutu-Roșu. De asemenea este evidențiată și constituția structurală simplă a unității de Ceahlău.

Cercetările efectuate de noi în depozitele cretacice de la sud de valea Bicazului ne-au condus la o interpretare întrucîtva diferită a structurii flișului. O astfel de interpretare se bazează pe faptele de observație pe care le oferă terenul (și în acest sens valea Bicazului și afluenții ei oferă situații concludente), pe puținele date paleontologice de care dispunem în acest moment și pe compararea faciesurilor flișului cretacic din bazinul Bicazului cu acelea din regiunea de curbură a Carpaților (faciesuri pe care am avut ocazia să le examinăm).

Descrierea situațiilor geologice de pe valea Bicazului va fi făcută din amonte către aval, începînd din dreptul confluenței cu valea Dămucului, acolo unde se observă contactul dintre zona cristalino-mezozoică și zona flișului, și pînă la vărsarea văii Secului, în apropierea limitei dintre pînza flișului curbicortical și cea a șisturilor negre. Vor fi urmărite atît structura internă a diverselor unități de fliș, cît și relațiile dintre ele, adică natura contactului care le separă.

În acest articol ne vom referi numai la unitățile la a căror alcătuire ia parte flișul cretacic. Studiul de detaliu al zonei cristalino-mezozoice din bazinul Bicazului este întreprins actualmente de M. Săndulescu. De aceea am considerat mai indicat ca rezultatele cercetărilor efectuate de M. Săndulescu și de autorul acestui articol asupra contactului dintre unitatea centrală și unitatea de Ceahlău să fie concretizate într-o lucrare comună.

Ne vom rezuma aici să arătăm că în valea Bicazului, amploarea încălecării șisturilor cristaline și a cuverturii lor mezozoice peste stratele de Sinaia nu este cîtuși de puțin neglijabilă. Într-adevăr, am putut con-

[5] Cele trei unități menționate corespund, în linii generale, cu pînza internă superioară, pînza internă inferioară și zona de solzi (9), respectiv cu unitatea vest-internă, unitatea est-internă și unitatea medio-internă (4).

stata că şisturile cristaline ale crestei Dămucului iau contact cu orizontul superior al stratelor de Sinaia[6]. Existenţa în zona cristalino-mezozoică a stratelor de Lunca, parţial sincrone cu stratele de Sinaia din zona flişului, constituie un argument în plus în favoarea importanţei liniei tectonice care separă cele două zone. Este cazul să mai menţionăm aici că „reciful neocomian" de la Gura Dămucului (5) reprezintă de fapt o serie de olistolite de dolomite (triasic), de gresii cuarţitice (verfenian sau dogger) şi de calcare siltitice (dogger) (12), cuprinse în orizontul superior al stratelor de Sinaia.

Unitatea şisturilor negre nu ne-a interesat decît în măsura în care era necesară stabilirea criteriilor de delimitare a ei în raport cu unitatea flişului curbicortical.

În cercetările pe care le-am întreprins ne-am îndreptat de la bun început atenţia asupra problemelor încă neclare, unde diferitele păreri nu erau în acord. Am constatat însă că necesitau o nouă abordare şi chiar unele interpretări ale structurii flişului care pînă acum nu constituiseră obiectul discuţiei.

STRUCTURA FLIŞULUI EOCRETACIC DINTRE CRISTALINUL CRESTEI DĂMUCULUI ŞI SERIA CURBICORTICALĂ

Din datele cunoscute pînă în prezent, depozitele cretacic-inferioare din bazinul văii Bicazului luau parte la alcătuirea unei singure unităţi tectonice, unitatea de Ceahlău (pînza internă superioară pentru M. G. Filipescu, unitatea vest-internă pentru I. Băncilă).

Din punct de vedere stratigrafic se distingeau stratele de Sinaia (valanginian-hauterivian), în care nu părea posibilă efectuarea unor separaţii de detaliu, stratele de Bistra (barremian-apţian) şi stratele de Ceahlău (albian). Cea mai importantă structură a unităţii era un sinclinal situat la exteriorul fîşiei de strate de Sinaia, sinclinal în a cărui umplutură se găseau depozite barremian-apţiene şi pe alocuri albiene şi al cărui flanc estic încăleca unitatea flişului curbicortical (4), (19), de-a lungul unei dislocaţii bine conturate, linia Lutu-Roşu. Ea aducea în contact complexe litologice deosebite ca facies şi vîrstă, întrucît stratele de Bistra sau stratele de Ceahlău ale unităţii interne se suprapuneau flişului curbicortical sau argilelor roşii cretacic-superioare pe care le suportă acesta.

Orizontarea stratelor de Sinaia şi a stratelor de Bistra ne-a oferit posibilitatea unei urmăriri mai uşoare şi mai exacte a structurilor la alcătuirea cărora complexele menţionate mai sus iau parte. Cunoscînd succesiunea orizonturilor flişului eocretacic din Munţii Baraoltului (7), (16) şi din partea de sud a Munţilor Ciucului (17), (19), am putut constata că aceeaşi schemă stratigrafică poate fi aplicată şi în valea Bicazului. Însă, în afara stratelor de Sinaia şi a stratelor de Bistra, am mai putut separa şi alte faciesuri ale flişului eocretacic, bine cunoscute nouă din regiunea de

[6] Conglomeratele considerate de I. Atanasiu ca fiind situate în baza stratelor de Sinaia se găsesc de fapt în orizontul superior al acestora. Încă mai de mult (5) s-a exprimat părerea că rocile ruditice din stratele de Sinaia de la Gura Dămucului nu se găsesc la partea lor inferioară.

curbură a Carpaților. De aceea, structura depozitelor cretacice s-a dovedit a fi mai complicată și amplasarea lor în cuprinsul unei singure unități tectonice nu mai poate fi afirmată cu certitudine.

Revenind la descrierea profilului geologic al văii Bicazului, se observă că între valea Dămucului și valea Jidanului apar la zi orizontul mediu și cel superior al stratelor de Sinaia. Orizontul inferior, bine dezvoltat în împrejurimile localității Miercurea-Ciuc (17), pare a se afunda undeva la izvoarele Trotușului și nu mai poate fi regăsit spre nord, cel puțin pînă în valea Bicazului.

Orizontul mediu al stratelor de Sinaia este alcătuit dintr-o alternanță de marno-calcare, uneori siltitice și șistoase, dispuse în strate de 50—200 cm, și de șisturi marno-argiloase. Gresiile sînt destul de rare și în general subțiri. Stratele superioare de Sinaia sînt constituite din gresii calcaroase de 2—10 cm grosime și mai ales din marne șistoase, uneori foioase. Marno-calcarele, în strate subțiri, sînt mai rare. În schimb, apar calcarenite, microbrecii și pe alocuri chiar conglomerate ai căror componenți petrografici sînt cuarțul și dolomitul (net predominante), apoi șisturile sericitoase și grafitoase, mai rar cele cloritoase și calcare. Din descrierea de mai sus reiese că orizontul superior al stratelor de Sinaia din partea cea mai internă a zonei flișului din Carpații Moldovei diferă întrucîtva, din punct de vedere litologic și stratonomic, de corespondentul său stratigrafic din regiunea de curbură. De asemenea, nici componenții petrografici ai ruditelor nu sînt toți aceiași cu cei din stratele superioare de Sinaia, dintre Ialomița și Tîrlung.

Orizontul mediu ocupă nucleul unui anticlinoriu, mărginit de două benzi de strate superioare de Sinaia. Fîșia apuseană a orizontului superior se afundă sub încălecarea șisturilor cristaline din creasta Dămucului. Fîșia răsăriteană suportă, începînd din dreptul văii Jidanului, stratele de Bistra.

În stratele de Bistra au fost distinse două orizonturi, la fel ca în Munții Baraoltului (7), (16) și ai Ciucului (19). Cel inferior este caracterizat prin prezența frecventă a unor strate de 20—100 cm (sau chiar mai mult) de marno-calcare. Menționăm că „nivelul șistos" al stratelor de Bistra, separat în anumite puncte de I. A t a n a s i u, corespunde numai local orizontului inferior cu marno-calcare al acestor strate. În alte puncte, „nivelul șistos" se suprapune orizontului superior sau chiar celui mediu al stratelor de Sinaia. Orizontul grezos, superior, al stratelor de Bistra apare în versantul drept al văii Bicazului, în Dealul Fundului. Gresiile, în strate groase (50—200 cm), cuprind mai ales granule de cuarț, pe cînd fragmentele de șisturi cristaline și de calcare sînt mult mai rare. Cimentul calcitic este în cantitate redusă.

Conform interpretărilor curente, stratele de Bistra alcătuiesc umplutura unui sinclinal care traversează valea Bicazului în malul său stîng în Dealul Chisirigului, unde arenitelor li se adaugă bancuri de rudite. În aval, de sub complexul grezos al stratelor de Bistra ar trebui să reapară orizontul lor inferior, cu marno-calcare, materializînd flancul extern al sinclinalului. Or, pe teren se constată că de sub gresiile de Bistra nu mai reapare același complex, ci o serie cu caractere litologice diferite. Urmărind profilul spre est, devine clar că ne găsim în fața unei succesiuni care nu are nimic comun cu ceea ce se individualiza de la valea Chisiri-

gului spre amonte. De la confluența acesteia și pînă la vărsarea văii Ticoșului în rîul Bicaz au fost separate, în seria depozitelor cretacice, cîteva complexe litostratigrafice suprapuse, deosebite ca facies de cele două orizonturi ale stratelor de Bistra.

Făcînd o excepție, vom descrie acest segment al profilului văii Bicazului începînd dinspre aval (est) spre amonte (vest), adică în ordinea succesiunii stratigrafice normale.

Seria inferioară apare bine deschisă în versantul stîng al văii Ticoșului. Este vorba de orizontul superior al stratelor de Sinaia, ale cărui caractere sînt oarecum deosebite de cele ale stratelor superioare de Sinaia întîlnite mai în amonte pe valea Bicazului, la Gura Dămucului și la vărsarea văii Jidanului. În schimb, trăsăturile lor petrografice sînt identice cu cele ale corespondentului lor stratigrafic din regiunea de curbură a Carpaților (Valea Prahovei, a Tîrlungului etc.) (21). Pe lîngă gresiile diaclazate și marno-calcarele cu suprafețe alburii, se întîlnesc frecvent microrudite și calcarenite cu fragmente de roci epi- și mezometamorfice (șisturi cu clorit, sericit, muscovit, biotit), de calcare și, mai rar, de cuarț.

Peste stratele de Sinaia superioare se dispun strate de Comarnic tipice. Ele afloreză pe piciorul dealului aflat între valea Bicazului și pîrîul Ticoș și sînt alcătuite din atît de caracteristicele calcarenite și microbrecii cu orbitoline și elemente de calcare verzi, la care se adaugă marne dure, șisturi marnoase foioase, gresii subțiri și marne-calcare cenușii-cafenii.

Încă mai de mult, I. B ă n c i l ă (4) a descris, în cuprinsul depozitelor barremian-aptiene din bazinul Bistriței, un complex litologic cu „aspect calcaros-grezos destul de apropiat de al stratelor de Comarnic" complex pe care l-a denumit strate de Bistricioara. Cercetările pe care le-am întreprins în regiunea Bicaz ne-au permis să constatăm că în stratele de Bistricioara par a fi fost înglobate, în afara stratelor de Comarnic menționate mai sus, și alte complexe litostratigrafice (stratele de Bistra inferioare, faciesul marno-grezos ruginiu, pe care îl vom descrie mai departe)[7], care însă fac parte din unități tectonice diferite. Tocmai pe valea Bistricioarei nu se remarcă aspectul apropiat de al stratelor de Comarnic, care, după I. B ă n c i l ă, caracterizează stratele de Bistricioara. Avînd în vedere cele de mai sus, precum și faptul că în valea Bicazului, acolo unde au fost figurate aceste strate, se individualizează strate de Comarnic tipice, considerăm că ar fi mai indicat să se renunțe la denumirea de strate de Bistricioara.

Peste stratele de Comarnic urmează un complex compus dintr-o alternanță ritmică de gresii în plăci, dure, de culoare vînătă, avînd în secțiune o aureolă de alterație ruginie și de marne cenușii-negricioase, uneori ruginii. Se mai adaugă rare strate de marno-calcare sideritice și de calcarenite. După descriere, se poate recunoaște că acest complex corespunde faciesului marno-grezos ruginiu al barremian-aptianului, bine dezvoltat în sectorul de curbură al Carpaților Orientali (15). La baza lui, imediat

[7] J. G h e r m a n și M. S o l c a n u (1959) au menționat că stratele de Bistricioara de pe flancul apusean al „sinclinalului" în umplutura căruia se găseau gresiile de Bistra diferă de stratele de Bistricioara aflate în flancul de est. Faptul este explicabil dacă avem în vedere că în vest este vorba de stratele de Bistra inferioare, pe cînd în est ne găsim în prezența stratelor de Comarnic.

deasupra stratelor de Comarnic, se remarcă un aspect ceva mai particular al flișului marno-grezos, constînd dintr-o asociație de gresii convolute cu o patină verzuie caracteristică, de gresii moi micacee în strate mai groase, de marne nisipoase cenușii. Același aspect l-am observat și la Micfalău, deasupra stratelor de Sinaia și de Comarnic de aici.

În dreptul vărsării pîrîului Chisirig se constată că faciesul marno-grezos ruginiu devine din ce în ce mai arenitic. Gresiile formează bancuri de 50 — 200 cm și se asociază cu lentile de conglomerate poligene („conglomeratele de Chisirig"). După toate probabilitățile, este vorba de baza orizontului Teslei (15), care se dezvoltă mai spre nord, în masivul Ceahlău, cuprinzînd acolo și klippe de calcare recifale.

În ceea ce privește vîrsta complexelor descrise, prin comparare cu echivalentele lor ce se găsesc mai la sud, se poate afirma că stratele superioare de Sinaia s-au depus la sfîrșitul hauterivianului, iar stratele de Comarnic, faciesul marno-grezos ruginiu și orizontul Teslei ocupă intervalul barremian-apțian superior (eventual albian inferior).

Rezultă că în profilul văii Bicazului, pe porțiunea cuprinsă între valea Chisirigului la vest și valea Ticoșului la est, se pot separa unele serii care nu sînt cunoscute în dezvoltările mai interne ale flișului cretacic de aici, dar care au faciesuri întru totul asemănătoare unor complexe foarte caracteristice în regiunea de curbură. Prezența, încă nesemnalată, a stratelor de Comarnic și a faciesului marno-grezos ruginiu în bazinul Bicazului are o deosebită importanță în corelarea zonelor paleogeografice și a unităților tectonice ale flișului cretacic intern pe întreaga arie a Carpaților Orientali, între bazinul Moldovei și cel al Dîmboviței.

Succesiunea orizonturilor, cel mai vechi (stratele de Sinaia) situat la exterior, cel mai nou (orizontul Teslei) dispus spre interior, sugerează existența flancului răsăritean al unui sinclinal. Poziția răsturnată a stratelor în apropierea contactului cu orizontul superior al gresiilor de Bistra dovedește tendința unei vergențe spre interior a structurii. Mai în amonte, între valea Jidanului și valea Chisirigului, stratele de Sinaia și stratele de Bistra, cu căderi în general spre est, materializează și ele flancul, de astă dată vestic, al unui sinclinal. N-ar mai rămîne decît să se racordeze cele două flancuri pentru a se obține o cută sinclinală obișnuită. Această reunire a fost de altfel efectuată de toți cercetătorii anteriori ai regiunii. Totuși, la o examinare atentă a faciesurilor, se poate constata că seriile ce alcătuiesc cele „două flancuri" sînt mult diferite și că existența unui sinclinal normal este numai o aparență. Prin cercetarea atentă pe teren a stratelor de Sinaia superioare, a stratelor de Comarnic și a flișului marno-grezos, se observă că ele sînt implicate în cîteva cute destul de strînse. Astfel, orizontul superior al stratelor de Sinaia apare în nucleul unui anticlinal. La est și la vest se individualizează două sinclinale umplute cu strate de Comarnic și cu depozitele părții inferioare a flișului marno-grezos. Încă mai la vest se poate pune în evidență o nouă ridicare anticlinală, marcată de o fîșie de strate de Comarnic. Deasupra acestora se dispun faciesul marno-grezos ruginiu și orizontul Teslei. Întrucît peste depozitele barremian-apțiene descrise se găsesc stratele de Bistra (de obicei orizontul inferior de vîrstă barremiană) și întrucît se găsesc în contact nemijlocit două faciesuri sincrone diferite ale barremian-apțianului, socotim că existența unei linii de încălecare este aici neîndoielnică.

Urmărind în direcţie această linie, se constată că atît la nord (valea Chisirigului), cît şi la sud (valea Ivănuşului), încălecarea se deplasează în diferitele complexe de roci, astfel încît sînt aduse în contact orizontul inferior al stratelor de Bistra sau chiar stratele de Sinaia din unitatea internă cu stratele de Comarnic sau cu flişul marno-grezos ruginiu din unitatea mai externă.

Dar în versantul stîng al văii Ticoşului a fost identificat încă un complex litologic, care aflorează pe o suprafaţă redusă şi se situează deasupra orizontului superior cu argile roşii al flişului curbicortical şi sub stratele de Comarnic. Este vorba de o succesiune de gresii micacee, în bancuri de 50—100 cm, foarte friabile, constituite din granule de cuarţ şi numeroşi fluturaşi de muscovit, la care se adaugă fragmente de argile verzui. Matricea este argilo-siltitică. Prin lipsa cimentului carbonatat şi a componentelor calcaroase, gresiile nu fac parte în nici un caz din familia gresiilor barremian-apţiene şi deci nu pot fi ratașate unităţii cu strate de Comarnic şi fliş marno-grezos ruginiu, dar poziţia pe care o ocupă pledează şi împotriva unei asimilări a gresiilor descrise cu gresiile de Cotumba, cu care au totuşi unele asemănări. Într-adevăr, arenitele friabile din versantul stîng al văii Ticoşului se dispun normal, cu înclinări spre vest, peste nivelul terminal cu argile roşii ale flişului curbicortical. Ele sînt separate aşadar de gresiile de Cotumba, puternic dezvoltate în Dealul Smida Floarei, prin acest orizont de fliş curbicortical cu argile roşii.

Din punct de vedere litostratonomic, pachetul de gresii micacee este întru totul comparabil cu gresiile de Bobu — Bodoc (18), (21), tipic dezvoltate în bazinul superior al Teleajenului şi în jumătatea apuseană a Munţilor Bodocului. Poziţia lor structural-tectonică, între unitatea flişului curbicortical şi unitatea cu strate de Sinaia şi strate de Comarnic, aceeaşi ca în cele două regiuni mai sus amintite, pledează pentru atribuirea arenitelor friabile micacee unităţii de Bobu-Bodoc (7), care ar apărea la confluenţa văii Ticoşului cu valea Bicazului într-o mică semifereastră.

Aşadar, în profilul văii Bicazului pot fi deosebite, între zona cristalino-mezozoică şi zona flişului curbicortical, nu una, ci trei zone de facies ale flişului eocretatic, care reprezintă tot atîtea unităţi tectonice. Cea mai internă cuprinde strate de Sinaia şi strate de Bistra. Mai la exterior, a doua unitate este alcătuită din strate de Sinaia, strate de Comarnic, fliş marno-grezos ruginiu, orizontul Teslei şi conglomerate de Ceahlău. În sfîrşit, în cea de-a treia unitate se dezvoltă flişul de Bobu-Bodoc, al cărui substrat este alcătuit tot din stratele de Sinaia şi din flişul marno-grezos barremiano-apţian (18). Depozitele unităţii celei mai interne sînt similare acelora din Munţii Baraoltului, iar faciesurile celorlalte două unităţi sînt întru totul asemănătoare acelora cunoscute în regiunea de curbură, în zonele Zamura — Bratocea şi Bobu — Bodoc. Cele trei zone de facies fac însă parte integrantă dintr-un singur domeniu paleogeografic, avînd în vedere faptul că toate au în bază strate de Sinaia.

Din punct de vedere tectonic este vorba de trei unităţi sau, mai degrabă, de trei subunităţi (digitaţii) ale unei pînze a flişului cretacic intern.

În această ordine de idei se situează şi problema liniei Lutu-Roşu. Traseul şi semnificaţia ei erau clare atunci cînd linia separa unitatea est-internă de cea vest-internă. Acum însă, în loc de una singură, sîntem în prezenţa a trei linii tectonice, de-a lungul cărora diversele subunităţi ale

flișului cretacic intern se suprapun unității flișului curbicortical. Așadar, în diferite sectoare, fiecare din cele trei contacte poate juca rolul liniei Lutu-Roșu. Evident că problema nu poate fi rezolvată decît o dată cu urmărirea extinderii, la nord și la sud, a unităților și a subunităților existente în valea Bicazului.

LIMITA DINTRE UNITATEA FLIȘULUI CURBICORTICAL ȘI UNITATEA ȘISTURILOR NEGRE

Începînd din dreptul văii Ticoșului se dezvoltă spre est flișul curbicortical. În ansamblu, se pot recunoaște și în profilul văii Bicazului cele trei complexe litostratonomice separate în cuprinsul lui : o serie inferioară de fliș tipic, o serie mediană cu gresii în strate groase și uneori cu intercalații de conglomerate mărunte și o serie superioară, din nou flișoidă (21), dar în care se găsesc intercalații de argile roșii și cenușii-verzui, precum și numeroase strate de marno-calcare sideritice. Întreaga unitate a flișului curbicortical oferă imaginea generală a unei succesiuni continue cu căderi spre vest, în care se pot distinge cîteva cute de importanță locală.

Problema cea mai delicată este aceea a trasării limitei dintre unitatea flișului curbicortical și cea a șisturilor negre, care urmează imediat în avalul Bicazului. Într-adevăr, existența de mult cunoscută, la contactul dintre cele două unități, a unor asociații de roci ce împrumută caractere de facies atît de la șisturile negre, cît și de la flișul curbicortical reprezenta o piedică importantă în trasarea liniei est-interne.

Distingerea stratelor de Zagon (10) ca parte superioară a complexului șisturilor negre a constituit o primă încercare de rezolvare a problemei. În această interpretare, linia de încălecare a „pînzei interne inferioare" trecea la vest de stratele de Zagon (9), (21). Separarea de către J. Gherman și M. Solcanu în bazinul Bicazului și al Tarcăului a unei serii de tranziție (strate de Toroclej), constituind baza flișului curbicortical, serie care corespunde în parte stratelor de Zagon, a reprezentat o a doua soluție. Conform ei, planul de încălecare al „unității est-interne" se situa la răsărit de seria cu caractere de tranziție între flișul curbicortical și șisturile negre. Seria nu mai constituia deci partea terminală a acestora din urmă, ci reprezenta termenul inferior al „unității est-interne", situat la baza seriei curbicorticale.

În profilul Bicazului, mai ales în malul său drept, deschiderile sînt cu totul insuficiente pentru a aborda problema cu sorți de succes. În schimb, un profil bun îl oferă valea Secului, afluent drept al Bicazului, și afluenții săi de dreapta. Pe aceste văi se poate constata că în unele puncte gresiile glauconitice suportă un complex predominant argilos de culoare roșie sau verde-cenușie, la care se adaugă tufuri și argile tufacee parțial silicifiate, de culoare verzuie. Peste complexul policolor descris urmează, destul de frecvent, un nivel de șisturi negre, foarte tipice, avînd o grosime destul de redusă. La partea superioară, nivelul de șisturi negre comportă din ce în ce mai frecvente strate de gresii convolute și trece gradat la stratele de Toroclej. Acestea sînt constituite dintr-o alternanță de gresii convolute, întru totul asemănătoare arenitelor din flișul curbicortical, și din șisturi siltitice argiloase, prin nimic deosebite de cele ce se găsesc în complexul

şisturilor negre. La rîndul lor, stratele de Toroclej fac loc treptat seriei curbicorticale propriu-zise prin apariţia marnelor argiloase cenuşii-verzui şi prin dispariţia şisturilor negre.

În interpretarea secţiunii geologice descrise mai sus, faptul hotărîtor este dispunerea unor şisturi negre în poziţie normală şi cu înclinări spre vest peste un complex policolor cretacic-superior. Şisturile nu reprezintă o recurenţă de facies negru în cretacicul superior, avînd în vedere tranziţia lor perfectă la stratele de Toroclej situate deasupra. Acestea conţin, după ultimele cercetări efectuate de Jana Săndulescu [8], o microfaună indicativă pentru barremian-apţian. Ele trec gradat la flişul curbicortical apţian superior-albian.

Înseamnă că linia de contact anormal dintre unitatea şisturilor negre şi unitatea flişului curbicortical trece între şisturile argiloase roşii şi verzi şi nivelul de şisturi negre de deasupra. În această interpretare, primul termen litostratigrafic din unitatea flişului curbicortical este complexul şisturilor negre. Spre deosebire de zona Audia, unde depunerea lui a luat sfîrşit în albian, în zona flişului curbicortical complexul nu s-a sedimentat decît pînă în barremianul inferior. Existenţa unor şisturi negre, ca substrat normal al seriei curbicorticale, reactualizează afirmaţiile lui G. Macovei asupra trecerii gradate dintre şisturile negre şi „orizontul marnos al apţianului" (orizont care în prezent este repartizat în cea mai mare parte flişului curbicortical). Numai că, în realitate, este vorba de două fîşii de şisturi negre, aparţinînd la două unităţi tectonice şi separate pe teren de orizontul de argile roşii şi verzi. Stratelor de Zagon le revine, în această concepţie, numai complexul policolor, cretacic-superior, suprapus normal peste gresiile glauconitice. Interpretarea de mai sus, la care am parvenit urmărind situaţiile din bazinul Bicazului, este în acord cu concluziile la care au ajuns M. Săndulescu şi Jana Săndulescu (20) cercetînd un teritoriu mult mai întins, situat în bazinele Caşinului şi Trotuşului.

CONCLUZII

Cercetarea amănunţită a seriilor de fliş cretacic ce aflorează în profilul văii Bicazului ne-a condus la anumite concluzii, unele de ordin stratigrafic, altele de ordin tectonic.

Din punct de vedere stratigrafic-facial, principalele observaţii ce trebuie menţionate sînt următoarele :

1) orizontarea stratelor de Sinaia şi a stratelor de Bistra ;

2) identificarea şi separarea stratelor de Comarnic, a flişului marno-grezos ruginiu şi a orizontului Teslei, precum şi a flişului albian de Bobu — Bodoc ;

3) separarea, în cadrul unităţii flişului curbicortical, a şisturilor negre şi a stratelor de Toroclej.

Concluziile mai importante de ordin tectonic sînt următoarele :

[8] Jana Săndulescu, *Stratigrafia şi microfauna flişului cretacic al pînzei interne inferioare din partea centrală a Carpaţilor Orientali* (manuscris).

1) evidențierea existenței a trei subunități (digitații) în cadrul pînzei flișului cretacic intern („unitatea de Ceahlău"), caracterizată fiecare prin anumite tipuri de facies și printr-o anumită structură;

2) identificarea traseului liniei de încălecare a unității flișului curbicortical peste unitatea șisturilor negre;

3) precizarea, în valea Bicazului, a importanței accidentului care separă zona cristalino-mezozoică de zona flișului.

Pe baza rezultatelor obținute în valea Bicazului se dovedește necesară cercetarea extinderii unităților și a subunităților definite aici, în vederea corelării, pe întreaga catenă a Carpaților Orientali, a zonelor paleogeografice și a unităților tectonice formate pe seama lor. Desigur însă că o astfel de încercare de corelare depășește cu mult scopul notei de față.

STRUCTURE OF CRETACEOUS FLYSCH IN THE BICAZ VALLEY

ABSTRACT

The author has distinguished in the flysch zone in the Bicaz Valley three main tectonic units: the Ceahlău nappe, the convolute-bedded flysch nappe and the black schists nappe.

The first of them is divided into three subunits. The most internal, the Baraolt-Ciuc digitation, comprises the Sinaia beds (Berriasian-Valanginian-Hauterivian) and the Bistra beds, with a lower and an upper horizon (Barremian-Aptian). In the median digitation, called Bratocea-Ceahlău, are included the Sinaia beds, the Comarnic beds (Barremian), the rusty flysch complex (Barremian-Aptian) and the Tesla horizon (Upper Aptian-Lower Albian). The most external, Bobu—Bodoc digitation, contains a thick-bedded sandy flysch of Albian age.

Such a subdivision of the internal cretaceous flysch unit, recognized by the author in the Bicaz Valley, is of prime importance in the correlation of the paleogeographical-facial belts and the structural-tectonic units situated in the Moldavian sector with those situated in the Carpathian bend.

In the convolute-bedded flysch nappe, the lower terms are represented by the black schists of Neocomian age, followed by the Toroclej beds (Barremian-Aptian), a transitional facies between the black schists and the convolute-bedded flysch.

This latter is very thick and comprises in its upper part huge lenses of thick-bedded sandstones (Cotumba sandstones).

BIBLIOGRAFIE

1. Alexandrescu Gr., *Asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistriței, între valea Largului și valea Sabasei*, Dări de seamă Inst. geol., 1967. U 1/2 (1964—1965).
2. Atanasiu I., *Étude géologique dans les environs de Tulghes (Neamț)*, An. Inst. geol. Rom., 1929, **XIII** (1928).
3. Băncilă I., *Prezentare sumară a hărții geologice a împrejurimilor Cheilor Bicazului, redactată de I. Atanasiu*, An. Com. geol., 1952, **XXV**.

4. — *Geologia Carpaților Orientali*, București, Edit. științifică, București, 1958.
5. BĂNCILĂ I., PAPIU-CORVIN V. și ARMAȘ I., *Recifal neocomian de la gura Dâmboviței*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1957.
6. CERNEA G., *Zona internă a flișului între văile Moldova și Bistrița*, An. Com. geol., **XXIV**, 1952.
7. CONTESCU L., *Flișul cretacic din partea de nord a munților Baraoltului*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1966, **XI**, *1*.
8. DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., LĂZĂRESCU V., MIRĂUȚĂ O., PAULIUC S. et GEORGESCU C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., **XXXII**, 1962.
9. FILIPESCU M. G., *Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. „C. I. Parhon" și Politehn. Buc., seria șt. nat., 1955, *6—7*.
10. — *Contribuțiuni la orizontarea stratigrafică a cretacicului din flișul extern dintre văile Teleajen și Uz*, Bul. șt. Acad. R.P.R., 1957, **II**, *1*.
11. FILIPESCU M. G., DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAC G., *Contribuții la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților Orientali*, Com. Acad. R.P.R., 1952, **II**, *9—10*.
12. GRASU C. și TURCULEȚ I., *Asupra vîrstei „recifului" de la gura Dâmboviței*, Com. geol. Soc. șt. nat. geogr., 1965, **III**.
13. MACOVEI G. și ATANASIU I., *Structura geologică a văii Bistriței între Pîngărați și Bistricioara (jud. Neamț)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1926, **VIII** (1919—1920).
14. MACOVEI G. et ATANASIU I., *Évolution géologique de la Roumanie — Crétacé*, An. Inst. geol., 1934, **XVI**.
15. MURGEANU G., PATRULIUS D. și CONTESCU L., *Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlugunului*, St. și cerc. geol., 1959, **VI**, *1*.
16. MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. și JIPA D., *Flișul cretacic din partea de sud a munților Baraoltului*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.
17. PATRULIUS D., CONTESCU L. și BUTAC AL., *Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și din împrejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpații Orientali)*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
18. POPESCU GR., *Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. și cerc. geol., Acad. R.P.R., 1958, **III**, *3—4*.
19. SĂNDULESCU M., *Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și Izvorul Ciobănașului (Munții Ciucului)*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **L**, partea a II-a (1962—1963).
20. SĂNDULESCU M. et SĂNDULESCU JANA, *Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales*, Congr. VII. Asoc. geol. Carp.—Balc., Sofia, 1965.
21. — *Ghidul excursiilor — Carpații Orientali*, Congr. V. Asoc. geol. Carp. — Balc., București, (1961).

Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România,
Secția de stratigrafie, sedimentologie și tectonică.

Primit în redacție la 1 februarie 1967.

ASUPRA TORTONIANULUI DIN ZONA POLOVRAGI — NOVACI

DE

I. HUICĂ şi LUCIANA HINCULOV

55 (05)

ISTORICUL CERCETĂRILOR

Cele mai vechi însemnări asupra depozitelor tortonianului din zona Polovragi—Novaci au rămas de la K. A. Redlich (12), (13), care descrie calcare şi argile verzi, dispuse discordant peste depozitele de fliş şi peste calcarele jurasice.

Din calcarele care se găsesc pe un pîrîu de pe partea stîngă a văii Pleşa şi din calcarele de pe partea stîngă a văii Gilorţelului, K. A. Redlich menţionează următoarele fosile: *Lithothamnium ramosissimum* (Reuss), *Cyprea* sp., *Cerithium* cf. *rubiginosum* Eichwald, *Bulla* sp., *Trochus* sp., *Monodonta angulata* Eichwald, *Pectunculus pilosus* Linné, *Arca noae* Linné, *Cardium* aff. *hispidum* Eichwald, *Chama* sp., *Lima* cf. *squamulosa* Polli, precum şi numerose foraminifere, reprezentate prin quinqueloculine şi triloculine, dintre care forma cea mai răspîndită este *Alveolina melo* d'Orbigny. Pe baza acestor forme fosile şi pe baza asemănării litologice, K. A. Redlich arată că aceste calcare marine-litorale se pot paraleliza cu calcarele de Leitha din Bazinul Vienei.

La Polovragi, în valea Olteţului, imediat la intrarea în chei, K. A. Redlich menţionează calcare negre, din care a determinat: *Cyprea* sp., *Cerithium scabrum* Olivi, *Rissoa* sp., *Gastrochaena dubia* Reuss, *Serpula* sp., *Vermetus intortus* Lamark, *Cidaris* cf. *schvabeuani* Laube, *Heliastrea reussiana* M. Edwards et Haime.

Cu toate insistenţele de a regăsi aceste calcare [1], menţionăm că nu au mai fost întîlnite, fie datorită îndepărtării prin eroziune, fie datorită mascării sub puternicele grohotişuri de pantă.

G. M. Murgoci (8) separă în depozitele tortonianului din zona Novaci—Polovragi două orizonturi: orizontul marnos-nisipos — Baden-

[1] I. Huică, *Raport geologic de prospecţiuni în zona Polovragi — Novaci*, Arh. Com. Stat Geol., 1965.

ertegel — în bază şi orizontul calcaros-conglomeratic — Leithakalk — la partea superioară.

În lucrările cu caracter regional aparţinînd lui I. P. Voiteşti (17) şi M. G. Filipescu (2), se menţionează o serie de petice din depozite atribuite tortonianului superior în facies de Leitha, pe rama nordică a Depresiunii Getice din Oltenia, petice scăpate eroziunii posttortoniene.

Pe harta geologică a regiunii Ciocadia—Novaci—Piţicu, ridicată de Gr. Popescu (10), este figurată o fîşie continuă de depozite tortoniene între valea Cernădia şi valea Cernăzioara. O apariţie redusă de marne cu globigerine, considerată tortonian-superior, este menţionată de asemenea pe valea Galbenului, la nord de Baia-de-Fier.

În 1955, Mira Tudor (16), descrie, pe lîngă celelalte puncte cunoscute, punctul de pe valea Rudi, menţionînd existenţa unui strat de calcar alb, gros, de aproximativ 20 m, friabil, grezos, cu o bogată faună.

Peticele de depozite tortoniene din nordul Depresiunii Getice se găsesc figurate pe hărţile geologice la scara 1 : 10 000, anexate unor rapoarte de prospecţiuni [2].

RĂSPÎNDIREA DEPOZITELOR TORTONIENE ÎNTRE VALEA OLTEŢULUI ŞI VALEA GILORTULUI

Pe rama nordică a Depresiunii Getice, între valea Olteţului şi valea Gilortului se găsesc următoarele apariţii de depozite tortoniene, redate în figura 1.

În partea dreaptă a văii Stubeilor, afluent drept al văii Olteţului, la 400 m vest de dealul Pleşa Sohodolului, stînd discordant peste calcarele mezozoice, se află marne albicioase-cenuşii, formînd un petic de cîteva zeci de metri pătraţi.

Microfauna din aceste marne [3] este reprezentată prin :

Elphidium macellum (Fichtel et Moll), *Elphidium fichtellianum* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Globigerina foliata* Bolli, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Gyroidina girardana* (Reuss), *Nonion pompilioides* (Fichtel et Moll), *Sphaeroidinella cellatta* Subb., *Globorotalia scitula* (Brady), *Dentalina communis* d'Orb., *Siphonodosaria adolphina* (d'Orb.), *Nodosaria longiscata* (d'Orb.), *Orbulina suturalis* Bronn, *Globulina gibba* d'Orb., *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bolivina hebes* Mac Fadyen, *Cibicides mexicanus* Nuttall, *Cibicides pseudoungerianus* (Cusm.), *Cibicides labatulus* (Walker et Jacob), *Uvigerina galloway* Cusm, *Bulimina inflata* Seguenza.

Mai la vest, la intrarea în Cheile Galbenului, transgresiv peste gresiile calcaroase micacee, aparţinînd flişului cretacic superior, şi peste calcarele jurasicului superior — cretacicului inferior, tortonianul este reprezentat în bază printr-o brecie din elemente de calcare şi din elemente de fliş, formînd un strat gros de 6—8 m. Această brecie trece la

[2] A. Zberea şi colab., *Raport de prospecţiuni geologice pentru cărbuni în zona Tg. Cărbuneşti — Novaci — Alunul, reg. Oltenia*, Arh. Com. geol., 1962.

M. Trifulescu şi colab., *Prospecţiuni geologice pentru grafit în regiunea Băileasa — — Cătălinul (Munţii Parîng)*, Arh. Com. geol., 1964.

I. Huică, *op. cit.*

[3] Microfauna din zona Polovragi — Novaci a fost determinată de Maria Tocorjescu (1965).

marne albicioase-gălbui, tufacee, cu globigerine care aparţin tortonianului inferior, reprezentînd echivalentul tufurilor cu globigerine din Subcarpaţii Munteniei (10). Marnele au o grosime de aproximativ 12 m şi alcătuiesc un mic sinclinal acoperit transgresiv de nisipurile şi pietrişurile sarmaţiene.

Pe interfluviul dintre valea Cernăzioara şi valea Galbenului, şi anume în şaua dintre Culmea Padeşului şi Muchia Paltinului, se găseşte un petic de calcare cavernoase, cu o suprafaţă de aproximativ 30 m² şi cu o grosime de 6—8 m, stînd transgresiv peste granitul de Susiţa.

Acestea sînt calcare organogene, conţinînd următoarele specii de celenterate, moluşte, anelide, briozoare şi echinide :

COELENTERATA

Clasa *Anthozoa*
Ordinul *Madreporavia*
Familia *Faviidae*
Favites neugeboreni Reuss
Familia *Heliastraeidae*
Heliastraea conoidea Reuss
Heliastraea reussiana (Edwards et Haime)
Solenastraea manipulata Reuss
Familia *Mussidae*
Syzygophyllia brevis Reuss
Familia *Siderastraeidae*
Siderastraea lomnickii Roskowska

ANNELIDA

Serpula scalata Eichwald

BRYOZOA

Eschara lapidosa Pall

MOLLUSCA

Clasa *Lamellibranchiata*
Ordinul *Eutaxodontida*
Familia *Arcidae*
Arca (*Arca*) *noae* Linné
Barbatia (*Barbatia*) *barbata* (Linné)
Ordinul *Isofilibranchida*
Familia *Mytilidae*
Lithophaga (*Litophaga*) *lithophaga* (Linné)
Ordinul *Pteroconchida*
Familia *Pectinidae*
Chlamys multistriata (Poli)
Chlamys fasciculata (Millet)
Familia *Lucinidae*
Lucina (*Linga*) *columbella* Lamarck
Familia *Cardiidae*
Laevicardium oblongum (Chemnitz)
Clasa *Gastropoda*
Ordinul *Archaeogastropoda*
Familia *Haliotidae*
Haliotis (*Haliotis*) *volhynica* Eichwald

Familia *Turbinidae*
Astraea (*Bolma*) *rugosa* (Linné) + opercule
Ordinul *Mesogastropoda*
Familia *Strombidae*
Strombus (*Strombus*) *coronatus* Defrance
Strombus (*Canarium*) *bonellii* Brogniart
Ordinul *Neogastropoda*
Familia *Conidae*
Conus (*Chelyconus*) *vindobonensis* Partsch
Conus (*Conolithus*) *dujardini* (Deshayes)

ECHINODERMATA

Clasa *Echinoidea*
Ordinul *Camerodonta*
Familia *Echinometridae*
Echinometra miocenica Loriol

Pe baza formelor menţionate, atribuim calcarelor din acest punct vîrsta tortonian-superioară.

Menţionăm că această apariţie de calcare fosilifere este citată pentru prima dată de noi.

La nord de localitatea Cernădia, pe valea Boţota, depozitele tortonianului formează o fîşie lungă de aproximativ 500 m şi lată de 300 m. Depozitele tortoniene, care se aştern transgresiv peste flişul cretacic superior, sînt reprezentate prin următoarea succesiune litologică :

— 8 m — marne vinete-albicioase ;

— 8 m — calcare grezoase, brecioase, recifale cu *Lithothamnium*, dispuse în bancuri pînă la 0,50 m grosime ;

— 8 m — strate de brecii calcaroase, de 0,25 m grosime, în alternanţă cu strate de marne nisipoase gălbui sub 0,30 m grosime ;

— 16 m — marne vinete de concreţiuni marno-calcaroase, sferoidale, dure, cu diametrul sub 0,30 m ;

— 6 m — calcare organogene gălbui-cenuşii cu corali, *Pecten*, *Solen*, *Lithothamnium*.

Din marnele vinete-albicioase, bazale şi din marnele vinete cu concreţiuni marno-calcaroase de pe pîrîul Hududoiul Colibii s-a determinat următoarea microfaună :

Globigerinoides conglobatus (Brady), *Globigerinoides trilobus* Reuss, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina dissimillis* Cusm. et. Berm., *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Sphaeroidina cellatta* Subb., *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Asterigina planorbis* d'Orb., *Pullenia bulloides* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Cibicides coccoaensis* (Cusm.), *Cassidulina crassa* d'Orb., *Lagena perlucida* (Montagu), *Bulimina elongata* d'Orb. var. *subulata* Cusm. et Parker, *Eponides* sp., *Uvigerina* sp.

Partea superioară a depozitelor tortonianului nu se observă în profilul văii Boţota, fiind depăşită de depozitele transgresive ale sarmaţianului mediu.

Cea mai mare dezvoltare a depozitelor tortonianului din zona Polovragi — Novaci se găseşte la izvoarele văii Rudii, afluent drept al văii

Boţota, la aproximativ 600 m nord-est de localitatea Schela — Cernădia, unde ocupă o suprafaţă de aproximativ 0,5 km².

Transgresiv, peste gresiile şi şisturile marnoase ale flişului cretacic superior, peste stratele de Nadanova (albian-cenomanian) şi peste calcarele jurasicului superior—cretacicului inferior, se dispune următoarea succesiune :

— 40,00 m — marne albe, tufacee ;
— 0,50 m — gresie calcaroasă, cenuşie, dură ;
— 12,00 m — marne vinete, fosilifere ;
— 0,50 m — gresie calcaroasă, cenuşie, dură ;
— 1,00 m — marne vinete, slab micacee ;
— 0,50 m — gresie calcaroasă, cenuşie, dură ;
— 16,00 m — marne albicioase-cenuşii, fosilifere ;
— 25,00 m — gresie calcaroasă, uneori oolitică, brecioasă ;
— 16,00 m — calcare organogene gălbui, în bancuri de 2—4 m, dispuse transgresiv atît peste depozitele tortoniene subiacente, cît şi peste depozitele mai vechi.

Calcarele organogene formează un brîu ce înconjură mamelonul situat la nord-est de localitatea Schela—Cernădia.

Din marnele albicioase tufacee de la partea inferioară a tortonianului s-au determinat următoarele microfosile :

Dentalina adolphina d'Orb., *Lagena hispida* (Reuss), *Nodosaria longiscata* d'Orb., *Robulus curvicostatus* (Seg.), *Robulus limbosus* (Reuss), *Globulina communis* d'Orb., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Cibicides mexicanus* Nuttall, *Cibicides lobatulus* Walker et Jacob, *Pullenia quinqueloba* (Reuss)?, *Pullenia bullonia* d'Orb., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerinoides trilobus* Reuss, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Orbulina universa* d'Orb., *Candorbulina universa* Jedl., *Biorbulina biloba* d'Orb., *Uvigerina pygmea* d'Orb.

RĂSPÎNDIREA DEPOZITELOR TORTONIANULUI SUPERIOR ÎN PARTEA VESTICĂ A DEPRESIUNII BALCANO-CARPATICE

(Tabelul nr. 1)

Depozitele tortonianului superior reprezentate prin calcarul de tip Leitha au mai fost menţionate de G. M. Murgoci (8) şi de I. P. Ionescu Argetoaia (1), pe rama nordică a Depresiunii Getice de la est de Olteţ, la Bărbăteşti, Romani, Racoviţă, Petreni, Costeşti. Din aceste depozite s-a citat o faună reprezentată prin : *Vermetus intortus* Linné, *Trochus patulus* Bocchi, *Nucula nuculus* Linné, *Lithothamnium ramosissimum* Reuss, *Pecten* sp., *Murex* sp., *Chama* sp.

La vest de Novaci, G. M. Murgoci (8) menţionează orizontul calcaros conglomeratic, reprezentat prin petice izolate la Radoşi, Cărpiniş, Crasna, Schela, Suseni, Dobriţa, Glogova, Comăneşti, Dîlbociţa.

În vestul Depresiunii Getice, tortonianul superior se dezvoltă între localităţile Bîlvăneştii-de-Jos şi Budăneşti, unde este reprezentat printr-un complex marnos-detritic, din care Josefina Marinescu, Luciana Hinculov şi L. Turculeţ, (6) au determinat o bogată faună, compusă din peste 160 de specii de antozoare, anelide, briozoare, brahiopode, loricate, lamelibranhiate, gasteropode, pteropode, scafopode, echinide şi crustacee.

Tabelul nr. 1

Arealul de dezvoltare al formelor macrofosile din zona Polovragi – Novaci comparativ cu răspîndirea lor în diverse regiuni ale domeniului Parathetis și ale domeniului mediteranean

Forme \ Regiuni	Franța			Italia			Austria		Ungaria	Bulgaria	Polonia	U.R.S.S.	Turcia			România			
																Transil-vania	Mehadia	Turnu-Severin	Polovragi —Novaci
	H	T	Pl	H	T	Pl	H	T	T	T	T	T	H	T	Pl	T	T	T	T
Favites neugeboreni Reuss										+						+			+
Haliastraea conoidea Reuss							+	+	+	+						+	+		+
Haliastraea reussiana (Edwards et Haime)																+	+		+
	+			+	+		+	+	+	+	+								
Solenastraea manipulata Reuss								+	+	+	+					+			+
Syzygophyllia brevis Reuss										+	+					+			+
Siderastraea lomnickii Roskowska										+	+								+
Serpula scalata Eichwald												+							+
Eschara lapidosa Pall												+							+
Arca (*Arca*) *noae* Linné	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+				+		+	+
Barbatia (*Barbatia*) *barbata* (Linné)	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+					+	+		+
Lithophaga (*Lithophaga*) *lithophaga* (Linné)	+			+		+	+	+	+	+	+	+				+	+		+
Chlamys multistriata (Poli)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					+		+
Lucina (*Linga*) *columbella* Lamarck	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+					+	+	+	+
Chlamys fasciculata (Millet)							+		+										+
Laevicardium oblongum (Chemnitz)						+													+
Haliotis (*Haliotis*) *volhynica* Eichwald								+								+			+
Astraea (*Bolma*) *rugosa* (Linné)					+	+		+					+				+	+	+
Strombus (*Strombus*) *coronatus* Defr.		+				+	+	+				+	+	+	+				+
Conus (*Chelyconus*) *vindobonensis* Partsch								+	+							+	+	+	+
Strombus (*Canarium*) *bonelli* Brogniart		+		+			+	+	+	+	+					+	+	+	+
Conus (*Conolithus*) *dujardini* Deshayes	+	+		+	+		+	+	+	+	+					+			+
Echinometra miocaenica Loriol		+								+									+

H – helvețian.
T – tortonian.
Pl – pliocen.

La sud de Dunăre, în Iugoslavia, depozitele tortonianului au fost descrise de-a lungul marginii Podişului Miroci de către S. A. Radovanović şi P. S. Pavlović (11) şi de M. Zivković (18), care au arătat că acestea sînt reprezentate atît prin Badenertegel, cît şi prin Leithakalk.

Pe teritoriul din nord-vestul Bulgariei, depozitele tortonianului se prezintă sub formă de aflorimente izolate, fiind acoperite de sarmaţian şi pliocen.

După Em. Kojumdgieva şi B. Strachimirov (5) se disting două zone de depozite tortoniene, şi anume o zonă litorală şi o zonă centrală.

Zona litorală cuprinde depozitele din localităţile Staropatic, Portitovci, Okhrid, Dobrusa, Pali Laula, Lipen, Ourovéné, Trifonovo, Radomirci, Oriakhovica, Tărnéne, Disévica, Jasen, Opanec, Bivolare şi Bojourica.

În tortonianul zonei litorale, autorii citaţi prezintă profilul următor :

Orizontul 1 — nisipuri şi conglomerate bazale;
„ 2 — argile inferioare;
„ 3 — calcare inferioare;
„ 4 — argile superioare;
„ 5 — calcare superioare.

Depozitele tortoniene din zona litorală măsoară 50 pînă la 100 m grosime.

CÎTEVA CONSIDERAŢII PALEOGEOGRAFICE

Depozitele tortoniene s-au format în zonele litorală şi sublitorală, în timpul unei puternice transgresiuni, care a avut loc o dată cu începutul miocenului mediu. De altfel, zona cercetată face parte din Bazinul Balcano-Carpatic de vest, care a avut în tortonian o evoluţie asemănătoare cu a Bazinului Panonic şi a Bazinului Vienei, fapt dovedit atît prin identitatea macrofaunei şi microfaunei, cît şi prin succesiunea litologică din cele trei bazine.

Aşa cum arată Susette Gillet (3), legătura dintre Bazinul Panonic şi Bazinul Dacic în timpul tortonianului se realiza prin strîmtoarea Porţilor de Fier, o zonă de fractură a Carpaţilor pe care s-a stabilit ulterior cursul Dunării. De asemenea, legătura cu Marea Mediterană se realiza prin culoarul Soljig, printre Carpaţii scufundaţi din Iugoslavia.

Remarcăm faptul că, atît în zona Polovragi—Novaci, cît şi în toată partea vestică a Depresiunii Balcano-Carpatice, depozitele tortonianului superior prezintă extensiunea cea mai mare, depăşind termenii inferiori şi aşternîndu-se transgresiv peste depozitele fundamentului cristalin şi eruptiv. De asemenea, aceste depozite, a căror sedimentare se încheie cu calcarul de tip Leitha, nu pot fi paralelizate din punctul de vedere al succesiunii litologice şi al conţinutului paleontologic cu depozitele tortoniene din România (Muntenia, Dobrogea), estul Bulgariei, regiunea Crimeea — Caucaz, deoarece aceste regiuni au avut o altă evoluţie paleogeografică — aceea a Bazinului Ponto-Caspic.

După cum a remarcat pentru prima dată Emilia Saulea (14), „miocenul regiunii subcarpatice (din Muntenia. — *n. n.*) prezintă avantajul de a oferi în acelaşi timp o faună tortoniană tipică, cît şi fauna stratelor de Tarhan, una din faunele marine ale regiunii caucaziene. Această îmbinare se datoreşte poziţiei geografice a regiunii miocene din Subcarpaţi, care se interpune între miocenul Europei Centrale cu faciesuri marine fosilifere şi miocenul regiunii caucaziene, de un tip particular". Din acest punct de vedere, zona Polovragi—Novaci (legată cu peticele de depozite tortoniene de la est de Olteţ) reprezintă regiunea cea mai estică de dezvoltare a faciesului de tip vienez al tortonianului superior. Pe rama apuseană a Depresiunii Getice, după cum menţionează Fl. Marinescu şi Josefina Marinescu (7), se pare că există în tortonian doar echivalentele separate de Gr. Popescu şi Fl. Olteanu în Muntenia. Astfel, numai marnele cu globigerine şi marnele cu *Spirialis* au fost identificate ca atare la nord de Severin, pe cînd şisturile cu radiolari şi brecia sării par a rămîne localizate numai în zona subcarpatică din Muntenia. Bogăţia mare de corali şi de noduli de *Lithothamnium* în calcarele recifale din zona Polovragi—Novaci presupune existenţa unor condiţii de mediu caracteristice : salinitate în jur de 35‰, adîncime sub 50 m, luminozitate ridicată şi aerisire intensă a mediului acvatic, temperatura apei între 18 şi 22°C, substratul solid al platformei continentale relativ îngust etc.

CONCLUZII

Din cele expuse se pot trage cîteva concluzii :

1. Depozitele tortoniene din zona Polovragi—Novaci pot fi separate în două orizonturi distincte :

a) orizontul inferior, format din brecii, conglomerate, gresii şi marne albe tufacee, cu o bogată microfaună, care atestă vîrsta tortonian-inferioară (zona micropaleontologică HT), avînd o grosime de aproximativ 70 m ;

b) orizontul superior, format din gresii, marne cenuşii şi calcare organogene, gălbui, cu o bogată macrofaună, care atestă vîrsta tortonian-superioară, avînd o grosime de aproximativ 60 m. Acest orizont poate fi paralelizat cu orizontul calcarului de Leitha din Bazinul Vienei.

2. Depozitele tortoniene din zona Polovragi—Novaci sînt de tip vienez, încadrîndu-se împreună cu cele din vestul Depresiunii Balcano-Carpatice (Em. Kojumdgieva şi B. Strachimirov) în aceleaşi condiţii paleogeografice de sedimentare cu cele din Bazinul Panonic şi Bazinul Vienei.

3. Aceste depozite nu pot fi paralelizate din punctul de vedere al succesiunii complexelor litologice şi al conţinutului faunistic cu tortonianul din estul României (Dobrogea), Bulgaria (Varna) şi din regiunea Crimeea—Caucaz, care paleogeografic ţin de evoluţia Bazinului Ponto-Caspic.

4. Depozitele orizontului superior, reprezentate prin calcare de tip Leitha, sînt puternic transgresive peste depozitele mai vechi, marcînd maximum de înaintare a mării tortoniene.

NOTE SUR LE TORTONIEN DE LA ZONE DE POLOVRAGI — NOVACI

RÉSUMÉ

Cette note décrit les dépôts tortoniens situés entre les vallées de l'Olteț et du Gilort (partie nord de l'Olténie).

Les dépôts ont été séparés comme suit :

a. L'horizon inférieur, avec une association de microfossiles caractéristiques au Tortonien inférieur (la zone micropaléontologique HT) ;

b. L'horizon supérieur, avec une association de macrofossiles, caractéristiques au Tortonien supérieur (le faciès de Leitha).

Ces dépôts peuvent être comparés aux dépôts similaires du Bassin de Vienne. La partie supérieure de cet horizon est constituée de calcaires organogènes de type Leitha et représente la plus grande extension du Tortonien, comme d'ailleurs toute la partie ouest du Bassin Carpato-Balcanique.

BIBLIOGRAFIE

1. Argetoaia Ionescu I. P., *Sur le Tortonien fossilifère dans le district de Vilcea et la classification du Miocène*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1916, **IV** (1912—1913).
2. Filipescu M. G., *Recherches géologiques sur le NW de l'Oltenie*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **V**.
3. Gillet Susette, *Essai de paléogéographie du Néogéne et du Quaternaire inférieur d'Europe Orientale*, Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn., 1961, **IV**, *4*.
4. Huică I., *Notă asupra depozitelor tortoniene din regiunea Pătîrlage — Orjani*, Dări de seamă Inst. geol., 1962, **XLVI** (1958—1959).
5. Kojumdgieva Em. et Strachimirov B., *Les fossiles de Bulgarie. Torton*, Acad. Sci. Bulgarie, 1960, **VII**.
6. Marinescu Josefina, Hinculov Luciana și Turculeț L., *Contribuțiuni la studiul faunei tortoniene din vestul Olteniei*, Dări de seamă Inst. geol., 1962, **XLVII** (1959—1960).
7. Marinescu Fl. și Marinescu Josefina, *Încercări de orizontare a tortonianului între Dunăre și rîul Coșuștea (V Depresiunea Getică)*. Dări de seamă Inst. geol., 1962, **XLVII** (1959—1960).
8. Murgoci G. M., *Terțiarul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I**.
9. Popa-Dimian E., *Contribuțiuni la studiul paleontologic al tortonianului din Subcarpați (Crivineni și V. Muscelului) cu privire specială la fauna stratelor cu Venus Konkensis*, Dări de seamă Inst. geol., 1962, **XLVII** (1959—1960).
10. Popescu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Ciocadia — Pițicu — Baia de Fier (Depresiunea Getică)*, Dări de seamă Com. geol., 1952, **XXXIX**.
11. Radovanović S. A. u. Pavlović P. S., *Über die geologischen Verhältnisse des serbischen Teils des unteren Timokbeckens*, Ann. geol. penins. balkanique, 1892, **IV**.
12. Redlich K. A., *Ein Beitrag zur Kenntnis des Tertiärs im Bezirke Gorju (Rumänien)*, Verh. d. K. K. Geol. R. A., 1895, *12*, 130.
13. — *Geologische Studien im Gebiete des Olt und Oltetzthales in Rumänien*, Jahrb. der K. K. geol. R. A., 1899, **XLIX**.
14. Saulea Emilia, *Contribuțiuni la stratigrafia miocenului din Subcarpații Munteniei*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
15. Ștefănescu S., *Etude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique*, Teză de doctorat, Lille, 1897.

16. Tudor Mira, *Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene dintre Jiu şi Olteţ*. Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1955.
17. Voiteşti I. P., *Privire generală asupra structurii şi evoluţiei morfologice şi geologice a judeţului Gorj*, Anuarul Lic. „T. Vladimirescu" Tg. Jiu pe anii 1925—1934, Tg. Jiu, 1935.
18. Zivković M., *Über das Tertiär des mittleren Timokbeckens*, Ann. geol. penins. balkanique, 1892, IV.

Întreprinderea geologică de prospecţiuni din Comitetul de Stat al Geologiei şi

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei.

Primit în redacţie la 4 mai 1966.

DEPOZITELE CRETACIC-SUPERIOARE DIN ZONA ȘOPOT ȘI SEMNIFICAȚIA LOR PALEOTECTONICĂ *

DE

GRIGORE POP

55 (05)

Depozitele cretacic-superioare din zona Șopot sînt situate în partea de sud a Banatului, în domeniul getic al Carpaților Meridionali. Aceste depozite sînt constituite din complexe de roci grezo-argiloase și marno-calcaroase asemănătoare, în parte, cu depozitele de aceeași vîrstă mai ales din regiunile Hațeg și de pe versantul sudic al Munților Poiana Ruscăi (fig. 1). Răspîndirea faciesurilor depozitelor cretacic-superioare în raport cu formațiunile sedimentare mezozoice mai vechi din domeniul getic este semnificativă din punct de vedere paleotectonic, aceasta punînd în evidență existența unor elemente morfotectonice majore.

Multă vreme, depozitele cretacic-superioare din zona Șopot au fost atribuite apțianului, albianului și cenomanianului. Mult mai tîrziu, Al. Codarcea și Gr. Răileanu (3) au semnalat, în regiunea la care ne referim, existența senonianului pe baza formei de *Rosalina linnéi*. Recent, Al. Codarcea și Gr. Pop (4) au considerat aceste depozite ca aparținînd cenomanianului, turonianului și senonianului, bazîndu-se în special pe studiul asociațiilor de globotruncane.

În această lucrare ne-am propus să facem unele aprecieri în legătură cu poziția în timp și în spațiu a acestor depozite în evoluția paleotectonică a domeniului getic.

SUCCESIUNEA LITOLOGICĂ

Șisturi cristaline. Fundamentul cristalin din zona Șopot este constituit predominant din paragnaisuri micacee și micașisturi cu biotit, granați, staurolit, sillimanit etc.

* Această notă a fost prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie din aprilie 1966.

Barremian-apţianul. Pe culmea din dreapta cursului inferior al văii Oreaviţa, direct peste fundamentul cristalin, se întîlnesc două petice mici de calcare albe, masive. Din punct de vedere petrografic, acestea se aseamănă cu calcarele sub facies urgonian din zona Reşiţa — Moldova Nouă, astfel că ele ar putea să aparţină barremian-apţianului. În acest caz, calcarele reprezintă una din mărturiile care ilustrează amploarea

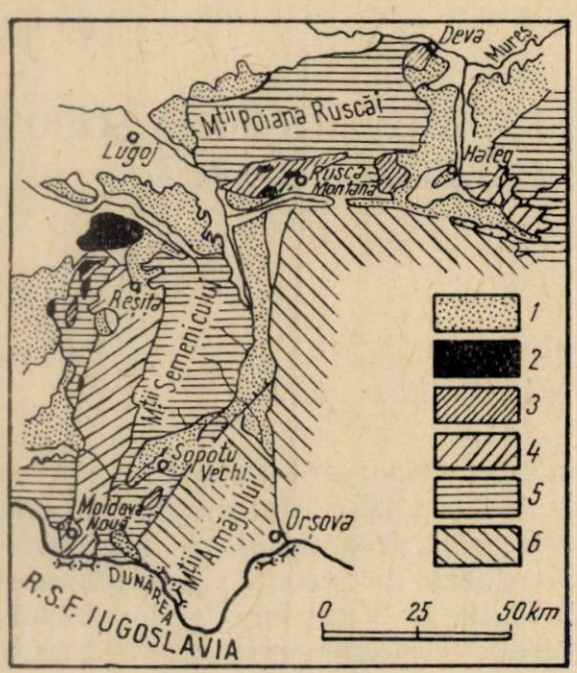


Fig. 1. — Schiţa răspîndirii depozitelor cretacic-superioare din domeniul getic al Carpaţilor Meridionali. 1, terţiar; 2, banatite; 3, cretacic-superior; 4, depozite sedimentare precenomaniene; 5, fundamentul cristalin; 6, domeniul danubian (autohton).

transgresiunii calcarelor sub facies urgonian în partea de sud-vest a domeniului getic.

Cenomanianul. Peste fundamentul cristalin din culmea Sicheviţei se dispun transgresiv şi discordant microconglomerate şi gresii micacee frecvent calcaroase şi calcare grezoase, uneori cu numeroase fragmente de lamelibranhiate. La partea lor superioară, local, se intercalează din ce în ce mai des argile grezoase, care fac trecerea treptată la depozitele turoniene (valea Năsovăţului). Grosimea lor variază de la 2—3 m pînă la 30 m.

Aceste depozite au fost atribuite cenomanianului pe baza relaţiilor stratigrafice cu complexul de roci turoniene care le acoperă şi a prezenţei formei *Sauvagesia* sp., a cărei răspîndire stratigrafică este limitată, în general, la cretacicul superior (4) (fig. 2).

În celelalte regiuni ale domeniului getic, în general, depozitele cenomaniene îmbracă de asemenea faciesuri de mică adîncime şi au o poziţie discordantă şi transgresivă peste formaţiunile mai vechi, îndeosebi peste fundamentul cristalin. Astfel, în regiunea Haţeg, depozitele cenomaniene sînt constituite predominant din roci grezoase, în care există unele nivele lumaşelice bogate în forme de *Itruvia*, *Acteonella* şi *Natica*. În aceste roci se mai întîlnesc cochilii de lamelibranhiate şi orbitoline, iar în secvenţele grezo-argiloase din partea lor superioară amoniţi (*Acanthoceras rothomagense* Defr., *A. cenomanense* Pict.) (14). În partea de nord-est a Masivului Poiana Ruscăi, vraconian-cenomanianul este constituit din microconglo-

merate, gresii și argile grezoase, în care există o bogată faună de *Itruvia*, *Nerinea*, *Acteonella* și sporadic amoniți (*Mantelliceras mantelli* (Sow.)) (9), (12). Pe versantul sudic al acelorași munți, au fost atribuite cenomanianului conglomerate poligene și gresii grosiere cu *Exogira* sp., a

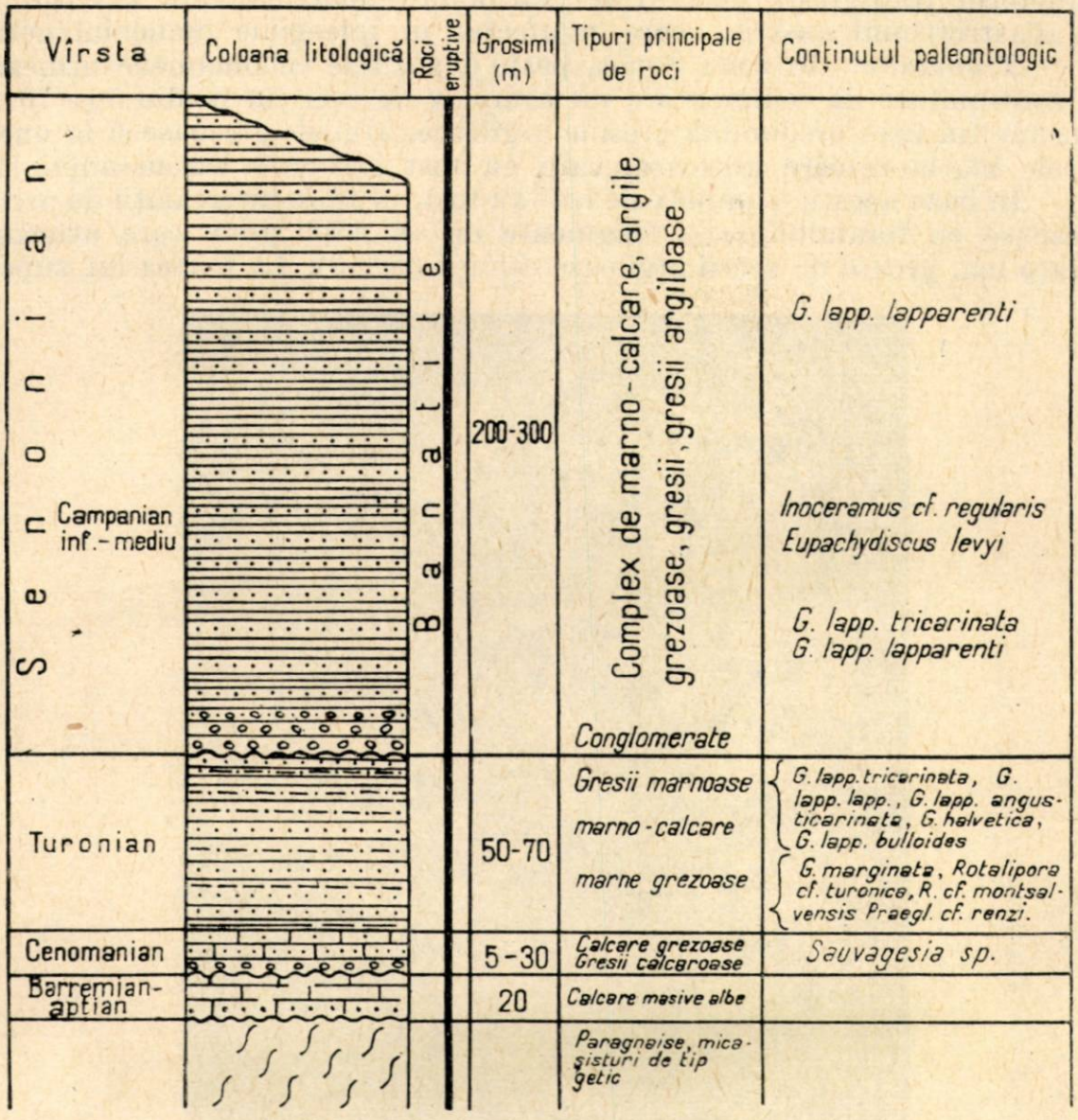


Fig. 2. — Succesiunea stratigrafică și litologică a depozitelor creatacice din zona Șopot.

căror grosime ajunge pînă la 100 m (1), (A l. D i n c ă și colab.)[1]. Depozite cenomaniene au mai fost semnalate în zona Reșița — Moldova Nouă, la Doman și pe valea Radimnei, unde sînt formate din roci grezo-calcaroase cu numeroase fragmente de lamelibranhiate (*Lopha carinata* Lam., *Pholadomya*, *Ostrea* etc.) (19), (21), (24).

Rezultă că în cea mai mare parte a domeniului getic depozitele vraconian-cenomaniene sînt constituite în general din conglomerate, gresii mai mult sau mai puțin calcaroase și argile grezoase, a căror grosime va-

[1] Al. Dincă, D. Georgescu și E. Georgescu, *Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană*, Arh. Inst. Geol., 1963.

riază foarte mult. Caracterele litologice şi stratonomice ale acestor depozite şi îndeosebi conţinutul faunistic reflectă o ambianţă de sedimentare de tip neritic, în ape marine cu adîncime mică. Relaţiile stratigrafice ale acestor depozite cu formaţiunile geologice mai vechi pun în evidenţă caracterul transgresiv general al vraconian-cenomanianului, determinat de diastrofismul austric, care a afectat în întregime domeniul getic.

Turonianul. În zona Şopot, peste depozitele cenomaniene urmează în continuitate de sedimentare un complex de roci (în medie 50—70 m grosime) în care predomină gresiile argiloase, argilele grezoase şi la unele nivele marno-calcare grezoase, care au fost atribuite turonianului (4).

În baza acestui complex de roci au fost întîlnite intercalaţii de argile grezoase cu foraminifere şi fragmente de amoniţi, peste care urmează strate mai groase de gresii argiloase cenuşii (fig. 3). La partea lui superioară predomină gresiile argiloase şi marno-calcarele grezoase, dispuse în strate subţiri sau în plăci. În secvenţele argiloase din baza acestui complex a fost întîlnită o ascciaţie de foraminifere (rotalipore şi globotruncane) care indică existenţa turonianului inferior-mediu (fig. 2).

Fig. 3. — Gresii argiloase turoniene de pe valea Nasovăţului (zona Şopot).

În secțiunile făcute în argilele grezoase dispuse în plăci de la partea superioară a acestui complex a fost determinată o asociație de globotruncane, caracteristică turonianului superior-coniacianului, precum și un exemplar de *Inoceramus* cf. *crassus* Petraschek (4).

Constituția litologică, stratonomia și conținutul faunistic al acestor depozite ilustrează o trecere de la faciesurile terigene ale cenomanianului la faciesuri de adîncimi mai mari în timpul turonianului, controlate de mișcări de subsidență cu viteze sporite. Aceste depozite marchează schițarea unui nou șanț geosinclinal în domeniul getic al Carpaților Meridionali.

Faciesuri în general asemănătoare se întîlnesc și pe versantul sudic al Munților Poiana Ruscăi, unde turonianul este constituit dintr-un complex de roci în care predomină la partea lui inferioară gresiile mai mult sau mai puțin calcaroase și care se dispun în continuitate de sedimentare peste depozitele atribuite cenomanianului, iar la partea lui mijlocie și superioară marno-calcare cenușii și uneori roșii. În marno-calcare a fost întîlnit un exemplar de *Inoceramus inconstans* Woods; din toate aceste depozite au fost determinate numeroase specii de foraminifere, fără să se precizeze însă repartiția lor în succesiunea stratigrafică. Dintre acestea următoarele specii sînt semnificative pentru stratigrafia cretacicului superior : *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. lapparenti lapparenti* Bolli, *G. arca* Cush., *G. lapparenti angusticarinata* Bolli, *G. fornicata* Plummer, *Rotalipora turonica* Brotzen, *R. montsalvensis* Mornod. Atît macrofauna, cît și majoritatea speciilor de globotruncane indică vîrsta turonian superior-coniacian pentru aceste depozite (7) (Al. Dincă și colab.) [2]. Prezența genului *Rotalipora* arată totuși existența și a turonianului inferior-mediu.

În regiunea Hațeg (Pui, Ohaba), depozitele atribuite turonianului sînt constituite din gresii micacee grosiere, cu intercalații de conglomerate sub formă de strate cu grosimi variate sau la mai multe nivele, avînd o stratificație oblică (fig. 4). În aceste depozite au fost semnalate numeroase exemplare de *Acteonella gigantea* d'Orb., *A. glandiformis* Zk., *A. lamarki* Zk., la care se asociază *Cardium turoniense* Woods, *Cerithium goldfusi* Zk., *Turitella* sp. etc., iar în unele gresii mai fine inocerami (*Inoceramus labiatus* Schlot.) (14).

Conținutul faunistic, caracterele litologice și stratonomice ale depozitelor turoniene din această regiune dovedesc un aport consistent de material detritic într-un mediu litoral-neritic.

Senonianul. În zona Șopot, peste depozitele turoniene, ca și peste fundamentul cristalin, se așază un orizont de conglomerate brecioase (1—10 m grosime), în care sînt frecvente elementele de șisturi cloritocuarțoase. Acest orizont este urmat apoi de un complex de roci în care predomină gresiile argiloase și marnoase și marno-calcarele (fig. 5). Din punct de vedere stratonomic, aceste roci formează de obicei strate subțiri sau plăci în care se pot observa uneori granoclasări ale elementelor detritice, iar pe fețele de strat există frecvent bioglife și uneori mecanoglife.

În general, depozitele atribuite senonianului formează o succesiune litologică monotonă, a cărei grosime, atît cît se mai păstrează în prezent, atinge 200—300 m.

[2] *Ibidem.*

Fig. 4. — Gresii cuarțitice turoniene cu stratificație oblică (versantul sud-vestic al Dealului Măgura — Hațeg).

Fig. 5. — Gresii și marno-calcare senoniene de pe valea Oreavița (zona Șopot).

Vîrsta senoniană a fost conferită acestui complex pe baza prezenței formei de *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb. și a unor exemplare de *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli și *G. lapparenti tricarinata* (*Quereau*) (4). Recent, în secțiuni subțiri am întîlnit aceleași specii de globotruncane, dar la un nivel stratigrafic superior; pe valea Purcariu a fost găsit un exemplar de *Eupachydiscus levyi* Gross. la un nivel stratigrafic care se plasează aproximativ în partea mijlocie a acestui complex de roci (fig. 6). După datele din literatură, repartiția stratigrafică a formei *Eupachydiscus levyi* Gross. se limitează la campanianul inferior și mediu (5), (6), (11). Rezultă că în complexul de roci atribuit senonianului avem dovada existenței certe a campanianului inferior-mediu.

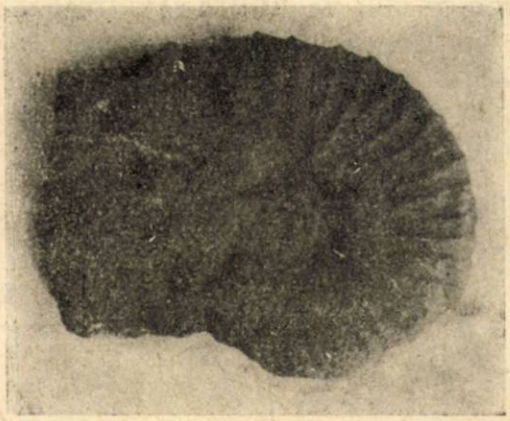


Fig. 6. — *Eupachydiscus levyi* Gross.

Le versantul sudic al Munților Poiana Ruscăi, depozitele senoniene (400—500 m grosime) sînt reprezentate în partea inferioară prin marno-calcare cu *Nowakites carezi* Gross. și *Inoceramus inconstants* Woods, peste care urmează mase și argile șistoase cu intercalații de gresii prin intermediul cărora se face trecerea la gresii în plăci sau în strate subțiri, cu caractere de fliș, care predomină la partea superioară. Din aceste depozite grezoase a fost determinată o asociație de foraminifere pelagice, care le conferă vîrsta senonian-superior (*Globotruncana arca* Cush., *G. coronata* Bolli, *G. lapparenti lapparenti* Bolli) (7); (Al. Dincă și colab.)[3]. Depozitele cretacic-superioare din această regiune sînt acoperite apoi de o succesiune de roci sub facies continental-lacustru, atribuită danianului.

În regiunea Hațegului, A. Mamulea (14) a atribuit senonianului o succesiune de roci a cărei grosime atinge 100 m și care stă discoradant peste depozitele mai vechi. Acestea sînt constituite, începînd din bază, din gresii cu fragmente de inocerami, marno-calcare mai mult sau mai puțin grezoase, urmate apoi de un complex argilo-grezos cu globotruncane și cu caractere litostratonomice de tip fliș. Peste acestea se dispun gresii și microconglomerate cu intercalații de argile, acoperite, la rîndul lor, de gresii argiloase cu faună de tip Gosau. Și în această regiune se cunosc depozite argilo-grezoase și conglomeratice roșii, cenușii sau verzui, considerate ca aparținînd danianului.

Depozite senoniene se mai cunosc în sectorul de la sud de Sebeș (santonian-maestrichtian), în bazinul Petroșani la Iscroni și la sud de

[3] *Ibidem.*

Dunăre, în Serbia orientală (santonian-maestrichtian); ele îmbracă îndeosebi faciesuri de tip Gosau și se dispun discordant și transgresiv peste formațiunile mai vechi (8), (15), (22).

ASPECTE ALE EVOLUȚIEI PALEOTECTONICE

Poziția depozitelor cretacice din zona Șopot în raport cu formațiunile mezozoice mai vechi din regiunile învecinate ilustrează faptul că, în jurasic și în cretacicul inferior, procesele de sedimentare au avut loc în două elemente morfotectonice majore, evidente mai ales în partea sud-vestică a Banatului: un prag geosinclinal în zona Șopot și un șanț geosinclinal în zona Reșița — Moldova Nouă (fig. 7).

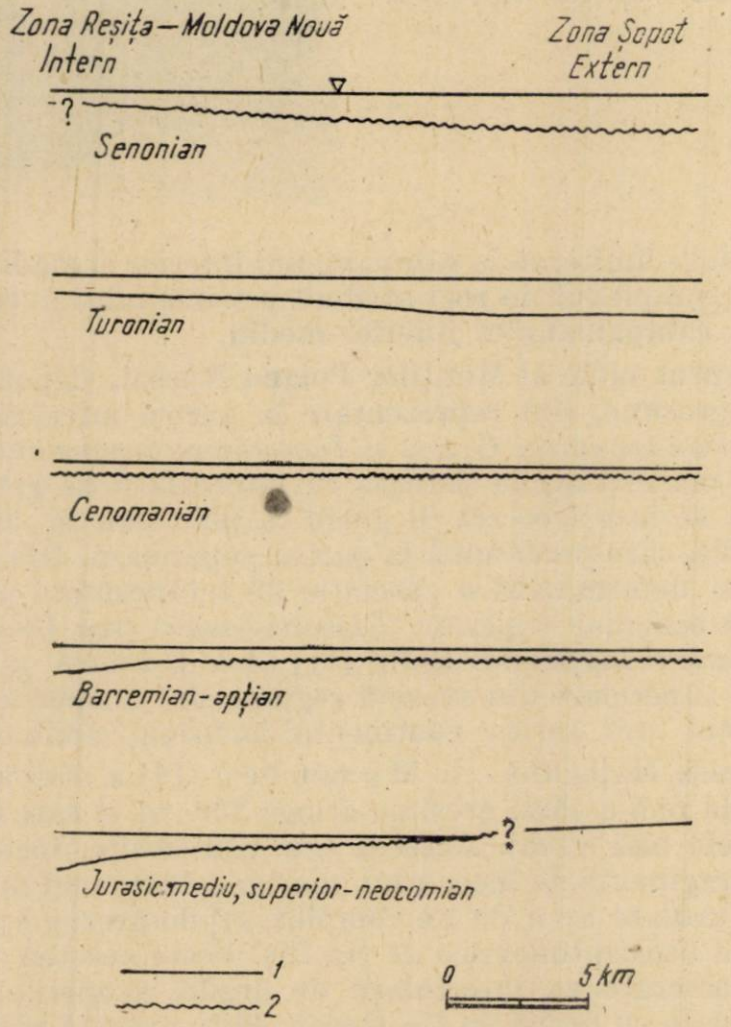


Fig. 7. — Schița evoluției paleotectonice a elementelor morfotectonice din partea sud-vestică a domeniului getic. Relații stratigrafice: 1, concordant; 2, discordant.

Pe lîngă succesiunea stratigrafică și natura litologică a depozitelor mezozoice din zona Șopot, caracterul de prag geosinclinal din această zonă este pus în evidență și de faciesurile marginale ale șanțului geosin-

clinal Reșița — Moldova Nouă. Astfel, în timpul jurasicului și cretacicului inferior, în zona Reșița — Moldova Nouă a funcționat un șanț geosinclinal tipic, care se prelungea probabil spre nord-est pînă în regiunea Hațegului. În general, depozitele jurasice și neocomiene din partea centrală a acestui șanț geosinclinal îmbracă faciesuri pelitice predominant calcaroase, cu grosimi mai mari (peste 2 000 m) și dispuse în continuitate de sedimentare, iar în părțile marginale predomină faciesurile grezo-calcaroase și recifale de grosimi mai mici (600 — 1 000 m) și la unele nivele cu lacune de sedimentare (19), (21), (25). Repartiția faciesurilor din această zonă denotă deci mișcări de subsidență mai accentuate în partea ei axială, și, de asemenea, existența la est de aceasta (în zona Șopot) a unui prag geosinclinal. Acest prag intuit prima dată de Al. Codarcea (2), s-a comportat în timpul jurasicului și cretacicului inferior ca o zonă puțin adîncă și probabil mai mult timp exondată.

Mișcările diastrofice de la începutul barremianului au provocat extinderea ariei de sedimentare peste o mare parte a domeniului getic, în care a prevalat ambianța de sedimentare recifală (3), (23). Această mare transgresiune a produs uniformizarea faciesurilor, o dată cu care atît șanțul geosinclinal Reșița — Moldova Nouă, cît și pragul Șopot au început să-și piardă individualitatea. Mărturiile acestei transgresiuni în domeniul getic se întîlnesc azi sub forma unor petice de diferite dimensiuni de calcare sub facies urgonian, care stau discordant peste depozite mai vechi sau peste fundamentul cristalin (nord-vest de Liubcova, Rusca Montană, Hațeg).

Mișcările austrice timpurii din domeniul getic au dus la înlocuirea sedimentelor carbonatice barremian-apțiene cu acelea albiene grezo-argiloase marine, cunoscute în partea estică a zonei Reșița — Moldova Nouă (Gura Golumbului), și cu depozite argiloase și grezoase continentale în regiunea Hațeg.

În albianul superior probabil, sub influența diastrofismului austric, cea mai mare parte a domeniului getic a fost afectată de mișcări de ridicare pînă la exondarea lui totală, cînd elementele morfotectonice majore jurasice și cretacic-inferioare au încetat să mai funcționeze, iar apoi de mișcări negative, care au condiționat transgresiunea generală a vraconian-cenomanianului. Faciesurile conglomeratice și grezo-argiloase ale vraconian-cenomanianului și conținutul lor faunistic denotă o ambianță de sedimentare de tip neritic, de mică adîncime, mai ales în cenomanianul inferior, care a cuprins o mare parte a domeniului getic. Probabil că variațiile în grosime ale acestor depozite reprezintă rezultatul influenței reliefului preexistent, care a furnizat materialul clastic și a controlat în mare măsură distribuția lui.

În turonian, în zona Șopot, mișcările de subsidență au sporit ducînd la schițarea unui nou șanț geosinclinal, care se prelungea probabil prin regiunea Munților Semenic, peste versantul sudic al Munților Poiana Ruscăi pînă în regiunea Hațegului. Schițarea acestui șanț geosinclinal în Banatul de sud a avut loc la exteriorul sau parțial la exteriorul aceluia care a funcționat în jurasic și cretacicul inferior, în regiunea fostului prag. Rezultă deci o migrare spre exterior (est) în timp și în spațiu a șanțului geosinclinal din domeniul getic, fapt constatat și de Gr. Răileanu, S. Năstăseanu și C. Boldur (25).

În senonianul inferior au avut loc manifestări ale diastrofismului subhercinic, ale cărui efecte sînt evidențiate de poziția transgresivă și discordantă a depozitelor senoniene peste cele mai vechi și chiar peste fundamentul cristalin (în regiunile Șopot, Hațeg și Serbia orientală).

În domeniul getic, diferențierea faciesurilor în timpul senonianului este mai evidentă. În zona Șopot, pe versantul sudic al Munților Poiana Ruscăi și în regiunea Hațegului s-au format complexe de roci reprezentate prin gresii mai mult sau mai puțin argiloase, marno-calcare etc., dispuse în strate subțiri sau în plăci cu caractere litologice și stratonomice flișoide și de tip fliș (Hațeg), cu grosimi mai mari, iar în alte regiuni, cum sînt rama nordică a Munților Sebeș, bazinul Petroșeni și Serbia orientală, depozitele senoniene îmbracă faciesuri deosebite, în general de tip Gosau. Aceste faciesuri ilustrează probabil sectoare mai ridicate și mai stabile din punct de vedere tectonic. Rezultă că în senonian a existat o diferențiere progresivă a mișcărilor de subsidență în cadrul domeniului getic, acestea fiind mai accentuate în regiunea șanțului geosinclinal care s-a schițat în turonian și apoi s-a individualizat progresiv în timpul senonianului.

La sfîrșitul cretacicului superior, acest șanț geosinclinal și-a încetat evoluția prin instalarea faciesurilor continentale danian-paleogene (versantul sudic al Munților Poiana Ruscăi, Hațeg), care reprezintă molasa diastrofismului laramic. Pe fracturile formate o dată cu ridicarea generală a acestui domeniu au pătruns spre suprafață produsele magmatismului banatitic.

LES DÉPÔTS D'ÂGE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE LA ZONE DE ȘOPOT ET LEUR SIGNIFICATION PALÉOTECTONIQUE

RÉSUMÉ

Dans la zone de Șopot, les plus anciens dépôts sédimentaires appartiennent vraisemblablement au Barrémien — Aptien. Ils sont constitués de calcaires massifs sous faciès urgonien. Dans la succession lithologique suivent des grès calcaires et des calcaires gréseux, d'âge cénomanien sur qui reposent en continuité de sédimentation, des dépôts gréseux-argileux, d'âge turonien, Au-dessus, disposé en discordance sur ces derniers ainsi que sur le soubassement cristallin, suit un complexe de roches gréso-argileuses et marno-calcaires, d'âge sénonien, qui débutent, par un niveau conglomératique (fig. 2).

Les dépôts synchroniques de ce complexe de roches qui se trouvent dans la région de Hațeg et sur le versant sud des monts de Poiana Ruscăi ont des faciès en général semblables, ce qui indique que les processus de sédimentation qui ont conditionné leur formation ont eu lieu dans le même sillon géosynclinal.

La position des dépôts d'âge crétacé supérieur de la zone de Șopot par rapport aux formations sédimentaires mésozoïques plus anciennes du domaine gétique prouve que durant le Jurassique et le Crétacé inférieur,

cette zone représentait une ride géosynclinale délimitée à l'ouest par le sillon géosynclinal Reșița — Moldova Nouă qui se prolongeait vraisemblablement vers le NE jusque dans la région de Hațeg.

Les mouvements diastrophiques du commencement du Barrémien ont provoqué l'extension de l'aire de sédimentation récifale, ce qui a eu comme effet l'uniformisation des faciès sur une grande surface du domaine gétique et en même temps que les éléments morphotectoniques mentionnées ont commencé à perdre leur individualité. Plus tard, les premières manifestations du diastrophisme autrichien ont conditionné la substitution des sédiments carbonatés par des sédiments gréseux-argileux marins (albiens) dans la zone de Reșița — Moldova Nouă et par des roches argileuses et gréseuses sous faciès continental (probablement du même âge) dans la région de Hațeg. Pendant l'Albien supérieur, la plus grande partie du domaine gétique a été soumise à des mouvements d'élévation jusqu'à l'exondation générale, quand les éléments morphotectoniques majeurs ont cessé d'agir : ensuite, les mouvements négatifs qui ont suivi, ont favorisé la transgression du Cénomanien.

Les faciès conglomératique et gréseux des dépôts cénomaniens prouvent l'existence dans le domaine gétique, d'une zone étendue de sédimentation de type néritique. Pendant le Turonien, les mouvements de subsidence ont acquis des vitesses plus accentuées conduisant à l'ébauche d'un nouveau sillon géosynclinal qui dans la zone de Șopot était emplacé dans la région de l'ancienne ride, ce qui indique une migration vers l'extérieur (Est) dans le temps et dans l'espace du sillon géosynclinal de ce domaine (fig. 7).

Au cours du Sénonien inférieur ont eu lieu les mouvements de diastrophisme subhercynien qui ont provoqué la discordance et le caractère transgressif des dépôts sénoniens sur les dépôts plus anciens. Les faciès de caractère flyschoïde et de flysch de ces dépôts ainsi que le faciès de type Gosau (au S de Sebeș, le bassin de Petroșeni et la Serbie Orientale) dénotent une différenciation des mouvements de subsidence dans le domaine gétique qui a favorisé l'individualisation progressive du sillon géosynclinal.

Vers la fin du Crétacé supérieur, ce sillon géosynclinal a cessé d'agir, la plus grande partie du domaine gétique étant soumise à des mouvements d'élévation accompagnés de l'installation des faciès continentaux. Les produits du magmatisme banatitique ont remonté vers la surface le long des fractures profondes formées pendant ce temps.

BIBLIOGRAFIE

1. Cantuniari St., *Etudes géologiques dans les monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca*, C. R. Inst. Geol. Rom., 1937, **XXI**.
2. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1940, **XX**.
3. Codarcea Al. et Răileanu Gr., *Le Mésozoïque des Carpates Méridionales*. Ann. Inst. Géol. Publici Hungarici, 1960, **XLIX**, *1*.
4. Codarcea Al. și Pop Gr., *Contribuții la cunoașterea cretacicului superior din zona Șopot (Banatul de sud)*, St. și cerc. geol. 1963, **VIII**, *2*.
5. Collignon M., *Ammonites campaniennes et maestrichtiens de l'Ouest et du Sud de Madagascar*, Ann. Géol. du Serv. des Mines, 1938, **IX**.

6. — *Ammonites néocretacées du Menabe (Madagascar), II Les Pachydiscidae*, Ann. Géol. du Serv. des Mines, 1955, **XXI**.
7. Dincă Al., *Asupra prezenței senonianului inferior în bazinul Rusca Montană*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX**, *2*.
8. Drăghindă I., *Prezența cretacicului superior în bazinul Petroșani*, Com. Acad. R.P.R., 1956, **VI**, *6*.
9. Gheorghiu C., *Sur les conditions de sédimentation des dépôts Crétacés et Eocènes du défilé du Mureș (Monts Apuseni du sud)*, Ann. Inst. Géol. Publici Hungarici, 1960, **XLIX**, *3*.
10. Giușcă D., Cioflica Gr. et Savu H., *Les caractères chimique des roches de la province banatitique*, Carp. — Balc. Géol. Asoc. Congr. VII, Sofia, 1965, III.
11. Grossouvre A. De, *Les Ammonites de la Craie supérieure*, Paris, 1893.
12. Lupu Denisa, *Studiul faunei de gasteropode cenomaniene de la Cherghеș*, St. și cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geol., 1965, **10**, *1*.
13. Macovei G. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1933, **XVI**.
14. Mamulea A., *Studii geologice în regiunea Sîn Petru — Piu (Bazinul Hațeg)*, An. Com. geol. Rom., 1953, **XXV**.
15. Marincaș V., *Revizuirea acteonelelor din regiunea Sebeș*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Seria geol.-geogr., 1966, **I**.
16. Murgeanu G. et Patrulius D., *Les formations mésozoïques des Carpates roumaines et leur Avant-Pays*, Ann. Inst. Géol. Publici Hungarici, 1960, **XLIX**, *1*.
17. Murgoci G., *The geological Synthesis of the South Carpathians*, C. R. Congr. géol. intern., Stockholm, 1912, **XI**.
18. Mutihac V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița — Moldova Nouă (Banat)*, Edit. Acad. R.P.R., Bibl. geol. și paleont., 1959, **IV**.
19. Năstăseanu S., *Asupra prezenței formei Lopha carinata (Lm.) la Doman*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI**.
20. — *Faciesurile Doggerului din zona Reșița — Moldova Nouă (Banatul de vest)*, Congr. Val. Asoc. geol. carp. — balc., București, 1961, 1963, **III**, *2*.
21. — *Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița — Moldova Nouă, scara* 1 : 100 000, An. Com. geol., 1964, **XXXIII**.
22. Petkovič K. V. u. Mittarb., *Das Mesozoikum Jugoslawiens*, Ann. Inst. Géol. Publici Hungarici, 1960, **XLIX**, *1*.
23. Răileanu Gr., *Considerațiuni generale asupra geologiei Banatului de vest*, An. rom. - sov., Seria geol. — geogr,. 1957, *4*.
24. Răileanu Gr., Năstăseanu S. și Dincă Al., *Geologia regiunii dintre valea Nerei și Dunăre*, St. și cerc. geol., 1962, **VI**, *1*.
25. Răileanu Gr., Năstăseanu S. și Boldur C., *Sedimentarul paleozoic și mezozoic al domeniului getic din partea sud-vestică a Carpaților Meridionali*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, *II*.
26. Sučic Protič Z., *Stratigraphie et tectonique des montagnes de Golubac (Serbie Orientale)*, Ann. Géol. de la Péninsule Balkanique, Belgrad, 1961, **XXVIII**.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România.

Primit în redacție la 1 aprilie 1967.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL NEOGENULUI DIN DEPRESIUNEA GETICĂ

DE

IOAN KALMÁR

55 (05)

În ultima vreme, lucrările geofizice și de foraj executate de Trustul de explorări geologice și de Direcția generală foraj-extracție țiței în cuprinsul Depresiunii Getice au adus date noi în ceea ce privește geologia și stratigrafia acestei regiuni, precizînd totodată extinderea anumitor etaje sau faciesuri și existența unui mare număr de structuri anticlinale. În cele ce urmează, vom prezenta cîteva date în acest sens, insistînd asupra aspectului specific al structurilor getice : prezența unor discordanțe și suprafețe de eroziune în partea ridicată a anticlinalelor și concordanțe în zonele sinclinale, însoțite de creșterea considerabilă a grosimii stratelor.

1. STRATIGRAFIA DEPRESIUNII GETICE

Prezența fundamentului cristalin a fost dovedită în subsolul localității Voiteşti, unde după seria detritică neogenă și paleogenă s-a intrat într-un complex de șisturi grafitoase cenușii cu cloritoid (liasic) și conglomerate cuarțitice violacee, tip Verrucano (permian), forajul oprindu-se în cristalin (șisturi clorito-sericitoase, cuarțite, identice cu cele din autohtonul Pînzei Getice).

Senonianul, dezvoltat în facies de Gosau (conglomerate, gresii și calcare cu hipuriți), a fost întîlnit de asemenea pe marginea nordică a Depresiunii Getice.

Eocenul, cunoscut la zi pe valea Otăsăului și la Săcelu — Ciocadia, a fost regăsit în cîteva foraje adînci din nordul depresiunii. La Voiteşti, este grezos, cu numeroase intercalații marnoase, cenușii.

Oligocenul, prezentat în faciesul stratelor de Pucioasa, a fost întîlnit în tot cuprinsul Depresiunii Getice la adîncimi ce cresc spre interior. Spre nord predomină caracterul conglomeratic-grezos ; spre sud se face simțită prezența pelitelor, care pînă la urmă devin predominante. Astfel,

St. și cercet. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 201–212 București 1968

la Bîlteni și la Tg.-Jiu, pe lîngă marnele nisipoase și gresiile fine, apar argile bituminoase, foioase, disodiliforme, marne bituminoase etc.

Acvitanianul s-a delimitat la Măgura Slătioara ca fiind reprezentat prin conglomerate și brecii acoperite de gresii silicioase. În cuprinsul anticlinalului Bîlteni și Măldărești a fost întîlnit la mari adîncimi un pachet de marne și brecii marnoase sărate, acoperind oligocenul și suportînd conglomeratele burdigaliene. În unele carote mecanice s-au găsit marne bituminoase și șisturi disodiliforme.

Conglomeratele poligene de culoare roșcată, care transgredează peste fundamentul premiocen, s-au atribuit burdigalianului. Se pare că și o parte din microconglomeratele și gresiile grosiere din structura Țicleni, considerate drept helvețiene inferioare, cuprind la bază burdigalianul. Deoarece studiile micropaleontologice nu au permis separarea helvețianului de burdigalian din cauza insuficienței materialului cercetat, problema delimitării acestor etaje nu este încă rezolvată, în special acolo unde granulometria conglomeratelor burdigaliene diferă puțin de cea a microconglomeratelor helvețiene inferioare.

Helvețianul, cunoscut pe flancurile nordice ale anticlinalului Măgura Slătioara, a fost subdivizat în patru complexe : la bază, conglomeratelor cenușii cu intercalații grezo-marnoase și argiloase-bituminoase le urmează un complex nisipos-grezos, cu frecvente intercalații cineritice, apoi un complex marno-nisipos cu eflorescențe de sulfați și, în sfîrșit, complexul nisipos grosier, cu intercalații marnoase cuprinzînd ostracode.

Spre interiorul Depresiunii Getice, conglomeratele din partea inferioară cedează locul unor gresii grosiere și marne nisipoase, iar intercalațiile tufacee dispar. Spre partea superioară a helvețianului intervin adesea numeroase lacune stratigrafice, efilări de strate și mari variații de facies.

Helvețianul apare cel mai bine dezvoltat în cuprinsul anticlinalului Țicleni. Aici, helvețianul cuprinde zece pachete nisipoase despărțite prin nivele de marne, cu o grosime totală de 1 500 m.

Din cuprinsul helvețianului s-a colectat o bogată microfaună (determinări făcute la I.C.F.E. Cîmpina) :

Chara sp., *Radiolaria* sp., *Lagena hispida* Reuss, *Lagena* sp., *Ellipsonodosaria* sp., *Quinqueloculina labosa* d'Orb., *Asterigerina caviata* d'Orb., *Crassidulina crassa* d'Orb., *Globigerina conica* Brady, *G. aequilateralis* Brady, *Globigerinella subcretacea* Lomnicki, *Globigerinoides conglobata* Brady, *Globotruncana arca* L., *G. stuarti*, G. *globulosa* Ehrenberg, *Bolivina antiqua* d'Orb., *B. elegans* d'Orb., *B. floridana* Cush., *Globorotalia* cf. *hirsuta* d'Orb., *Globorotalia* sp. (forma 1.B), *Gümbelina striata* Ehrenberg, *G. globulosa* Ehrenberg, *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Bulimina antiqua* d'Orb., *B. elegans* d'Orb., *Sphaeridia* sp., *Cibicides lobatulus* Walker et Jakob, *C. pseudoungerianus* Cush., *Elphidium macellum* Fichtel, *Robulus* sp., *Discorbis sauloii* d'Orb., *Cristellaria voluta* Brady, *Eponides* sp., o formă de spiculi de spongieri silicioși etc.

Tortonianul urmărește banda de depozite helvețiene între Slătioara și Govora, în facies de coastă, conglomeratic și transgresiv. Aici se subdivide în trei pachete : complexul salifer brecios (pus în evidență și în anticlinalele Socu, Licuriciu, Bustuchin, Grădiște, Stănești — Drăgoești și Foleşti), complexul tufaceu nisipos cu radiolari și șisturi bituminoase și

complexul marnelor cu *Spirialis*, cu sau fără calcare cu *Lithothamnium*, pe zona marginală nordică a depresiunii.

Pe anticlinalele Bîlteni și Țicleni, deși nu a fost separat ca atare, se pare că este dispus în continuitate de sedimentare cu helvețianul superior (dacă nu cumva întregul pachet de strate considerate helveține superioare : „H I" și „H tranziție" sînt în realitate de vîrstă tortoniană). Litologic, asemănarea cu orizontul mediu și superior al tortonianului apare evidentă. Microfauna colectată atestă o vîrstă tortoniană cu recurențe și remanieri de forme helvețian-superioare :

Radiolaria sp., *Globigerina triloba* Reuss (foarte abundentă), *Quinqueloculina* cf. *semiluna* L., forme remaniate de *Bathysiphon filiformis* Sars. și *Rhabdamina abyssorum* Sars., *Ervilia* sp., *Spirialis imbricata*, *S. subtarchanensis* Zizch., *S. andrussovi*, *S. hospes* Rolle, operculi de gasteropode, otolite, solzi și oase de pești, impresiuni de monocotiledonate etc.

Sarmațianul este bine dezvoltat în tot cuprinsul bazinului, find afectat de dese variații de grosime și de facies. Transgresiv și discordant peste cristalinul și infrageticul din bordura nordică a Depresiunii Getice și peste formațiunile presarmațiene din bolta anticlinalelor din interior, este în același timp concordant cu helveținul și tortonianul din zonele sinclinale.

Fîșia nordică de sarmațian este predominant conglomeratică, grosieră, marnele șistoase și intercalațiile bituminoase apărînd doar spre partea superioară a etajului.

Spre centrul bazinului, faciesul bituminos invadează atît partea inferioară, cît și cea superioară a etajului. Alături de șisturi marnoase bituminoase, apar foarte frecvent șisturi calcaroase caracteristice, intercalații disodiliforme, radiolarite, marno-calcare bituminoase și cărbuni. Spre partea mijlocie a etajului, se poate urmări un pachet nisipos, efilat pînă la dispariție pe zonele axiale ale structurilor și foarte mult îngroșat pe flancuri și în sinclinale.

O mențiune specială merită masa de conglomerate de vîrstă sarmațian inferioară-medie de la Tg.-Jiu — sud, groasă de peste 1 000 m, care după formă amintește un imens con de dejecție interstratificat în sarmațianul mai fin de pe flancuri.

Microfauna sarmațiană din partea centrală și nord-vestică a bazinului este deosebit de bogată : *Coccolitae*, *Radiolaria* sp., *Triloculina* sp., *T. trigonula* d'Orb., *Quinqueloculina semiluna* L., *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. triloba* Reuss, *Globigerinella subcretacea* Lomnicki, *Globotruncana linnéi* d'Orb., *Globorotalia* cf. *hirsuta* d'Orb., *G. crassula* Cush., *Rotalia becarii* L., *Glomospira charoides* Park et John, *Orbulina universa* d'Orb., *Candorbulina universa* Jedlitschka, *Bolivina antiqua* d'Orb., *Sphaeridia* sp., *Sphaeridina papillata*, *Elphidium crispum* L., *E. macellum* Fichtel, *E. aculeatum* d'Orb., *E. translucens* Nathland, *Nonion granulosum* Walker, *N. depressum*, *Erycina* sp., *Semseya* sp., *S. lamellata*, spiculi var. 5 (de spongieri), *Serpula* sp., *Ervilia* sp., *Lamellibranchiata* (fragmente), *Ostracoda* sp., *Ostracoda* var. 3 și 4, otolite, solzi și oase de pești.

Meoțianul apare la zi în toată partea nordică a Depresiunii Getice pînă la Ocnele Mari, cuprins între șisturile bituminoase sarmațiene și marnele ponțiene. În timp ce pe partea nordică a bazinului și în interior, în cuprinsul zonelor sinclinale și pe majoritatea anticlinalelor stă concor-

dant cu sarmaţianul, pe anticlinalele Românești, Bîlteni, Ţicleni şi Tg.-Jiu, la limita meoţian — sarmaţian, există o uşoară discordanţă. Grosimea meoţianului, ca şi compoziţia sa litologică, variază relativ puţin. În general, este constituit din trei nivele : unul inferior, marnos-grezos, microconglomeratic în partea nordică ; unul mediu, grezos-nisipos, cu o intercalaţie subţire de gresie feruginoasă foarte compactă („reperul meoţian"); unul superior, marnos, cu intercalaţii subţiri de nisipuri fine. Spre est se constată înlocuirea treptată a gresiilor prin marne în întreg cuprinsul etajului.

Din meoţian s-a colectat o faună care indică îndulcirea treptată a apelor. Alături de foraminifere, apar numeroase ostracode şi lamelibranhiate de apă salmastră. Citǎm : *Globigerina bulloides*, *Rotalia beccarii* L., *Ervilia* sp., *Congeria* cf. *novorossica*, *Valvata* sp., *Hydrobia* sp., *Neritina* (*Theodoxus*) sp., *Ostracoda* var. 3, 3 H, 7b, 13, 14, *Chara*, resturi cărbunoase, impresiuni de frunze etc.

Concordant cu meoţianul, urmează ponţianul marnos, cu rare intercalaţii nisipoase în partea superioară, îndeosebi spre marginea nordică a depresiunii.

Dacianul, transgresiv, depăşeşte spre nord ponţianul. Apare la zi la paralela oraşului Tg.-Jiu. Este reprezentat prin pietrişuri, nisipuri, marne cu cardiacee, iar la partea superioară apar intercalaţii argiloase cu strate groase de lignit, dispuse în două orizonturi. Spre interiorul bazinului, depozitele daciene cîştigă în grosime şi intercalaţiile marnoase devin frecvente ; stratele de lignit se subţiază la cîţiva centimetri.

Levantinul, în partea nordică şi centrală, apare ca petice pe culmile mai înalte, iar la sud formează o zonă întinsă, afundîndu-se sub terasele şi aluviunile Cîmpiei Olteniei. Este alcătuit din pietrişuri şi nisipuri cu stratificaţie torenţială, lentile de argile şi strate subţiri de lignit foios.

În concluzie, în cuprinsul Depresiunii Getice, a avut loc o sedimentaţie grezo-marnoasă cu recurenţe de facies bituminos în oligocen, acvitanian, tortonian şi sarmaţian. Faciesul salin însoţeşte faciesul bituminos în acvitanian şi tortonian. Variaţii de facies se constată mai ales în sens transversal, la nord limita drepresiunii fiind marcată de un brîu de formaţiuni grosiere, iar spre interior predominînd elementul marno-argilos.

2. TECTONICA DEPRESIUNII GETICE

Din cretacicul superior, de cînd a luat naştere, şi pînă la începutul pliocenului, Depresiunea Getică a suferit numeroase mişcări tectonice, care au condus la ridicarea unor structuri anticlinale flancate de largi zone sinclinale (fig. 1). Pe coama acestor anticlinale au apărut numeroase falii, unele intraformaţionale, altele înrădăcinate la mari adîncimi. Spre deosebire de regiunea de curbură a Carpaţilor, pliocenul nu participă în mod sensibil la cutare, astfel încît o bună parte din structurile anticlinale sînt ascunse sub cuvertura pliocenă, a cărei grosime depăşeşte uneori 1 000 m.

Un prim aliniament de ridicări anticlinale de profunzime nu prea mare şi cu înclinări moderate se grefează pe fundamentul cristalino-preterţiar al depresiunii, pe marginea nordică a acesteia. Se individualizează

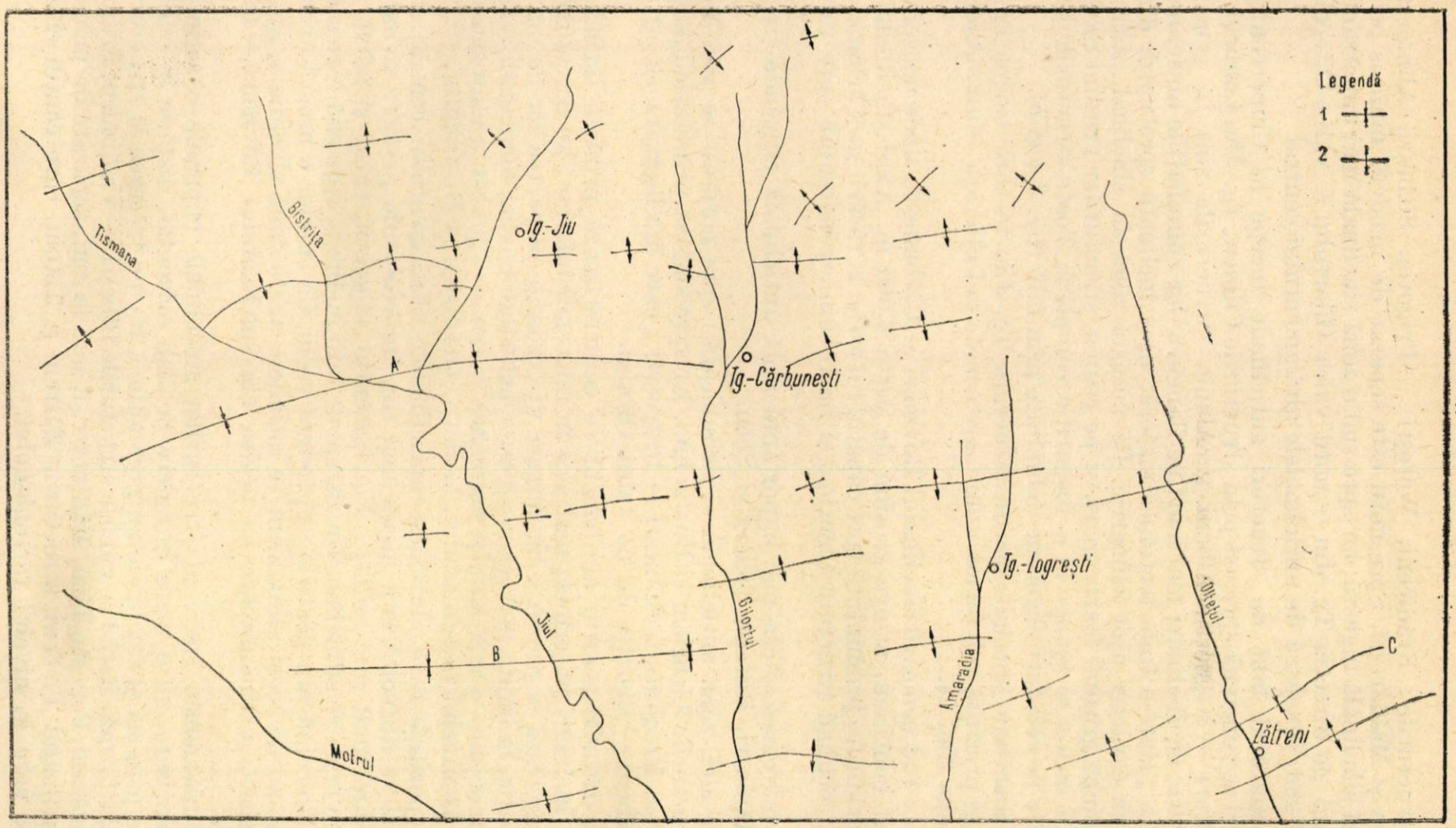


Fig. 1. — Structurile anticlinale și sinclinale din cuprinsul Depresiunii Getice. 1, Sinclinale ; 2, anticlinale ; A, sinclinalul Rovinari — Cărbunești ; B, sinclinalul Turceni ; C, sinclinalul Pîrîieni.

astfel structurile : Brădiceni, Voiteşti — Prigoria, Sîrbeşti, Alimpeşti, Slătioara şi Măldăreşti. Spre nord este separat de masivul muntos printr-o zonă sinclinală îngustă, iar spre sud o zonă sinclinală mai importantă, amplasată pe direcţia Tg.-Jiu — nord valea Gilortului — valea Olteţului — Săcel-sud, îl separă de anticlinalele aliniamentului central.

Următorul lanţ de structuri anticlinale începe la Ciuperceni şi Văianu şi se continuă spre est prin structurile Cîlnicu, Tg.-Jiu, Colibaşi — Cîmpu-Mare — Negoeşti, Albeni şi Alunu. Structurile sînt în general pronunţate, cu înclinări mai mari pe flancuri, iar culminaţiile anticlinale sînt unite printr-o linie tectonică majoră, uşor înclinată spre nord, dînd cutelor un caracter uşor asimetric. Pe această zonă în sinclinal, sarmaţianul atinge grosimi foarte mari, şi pe coama structurilor grosimi moderate, fără însă a se ajunge la o dispariţie completă. Toate structurile sînt amplasate pe reliefuri oligocene delimitate prin falii (fig. 3 *a* şi *b*).

O menţiune specială merită structura Tg.-Jiu, în care sarmaţianul psefitic se prezintă sub forma unui mare con de dejecţie, aşa cumam amintit mai sus (fig. 2).

Spre sud urmează sinclinalul Rovinari — Cărbuneşti, unde neogenul, dezvoltat continuu, atinge grosimi de peste 4 000 m. Axul sinclinalului suferă o ridicare pronunţată spre capătul lui estic, la răsărit de Cărbuneşti, de unde, ocolind structura Licuriciu şi Bustuchini, se îndreaptă spre valea Cernei.

Următoarea şi cea mai importantă zonă anticlinală cuprinde structurile Mătăsari, Bîlteni, Ţicleni şi Socu.

De aici, zona anticlinală se dedublează : spre nord-est se continuă prin structurile Licuriciu şi Bustuchini, iar spre sud-est prin anticilinalele Grădiştea, Romăneşti, Stăneşti — Drăgoeşti , care fac legătura cu structura Băbeni — Bistriţa de pe valea Oltului.

Structurile acestui aliniament se caracterizează printr-o întindere mare şi înclinări puternice, mai ales în miocenul inferior ; au o tectonică mai complicată şi prezintă numeroase discordanţe în partea lor de maximă elevaţie, la limita helveţian superior/helveţian mediu, sarmaţian/tortonian şi meoţian/ sarmaţian. De asemenea se remarcă prezenţa unor masive de sare la nivelul tortonianului, la Socu, Grădiştea şi Bustuchini.

Depozitele care alcătuiesc anticlinalele aliniamentului central sînt groase şi se dezvoltă sub facies mai fin, intercalaţiile grosiere avînd o importanţă mult mai redusă. Fundamentul oligocen, cutat şi faliat, se regăseşte la mare adîncime. Un sistem de falii înclinate spre sud care afectează oligocenul sau poate şi strate mai vechi, dă cutelor o uşoară asimetrie. La sud de acest aliniament se întinde o vastă zonă sinclinală, avînd caracteristici asemănătoare cu acelea ale sinclinalului Rovinari — Cărbuneşti.

Aliniamentul sudic al structurilor anticlinale cuprinde o serie de cute aplatisate, cu o mare întindere în plan orizontal, dispuse în culise, separate prin şei şi sinclinale nu prea adînci, făcînd trecerea la structurile de tip platformă. Astfel se cunosc structurile Bibeşti — Vladimiru, Frumuşei—Hurezani, Popeşti, Tina, Rădineşti şi, mai la sud, separate de primele prin sinclinalul Pîrîieni, structurile Zătreni şi Tetoiu, care conţin cîte o lamă de sare la nivelul tortonianului.

Un sinclinal larg și nu prea adînc separă acest ultim șir de anticlinale din Platforma Moesică de aliniamentnul care unește Motrul cu Drăgășani.

La majoritatea acestor structuri se constată, ca o caracteristică generală, subțierea depozitelor în partea lor de maximă elevație și îngro-

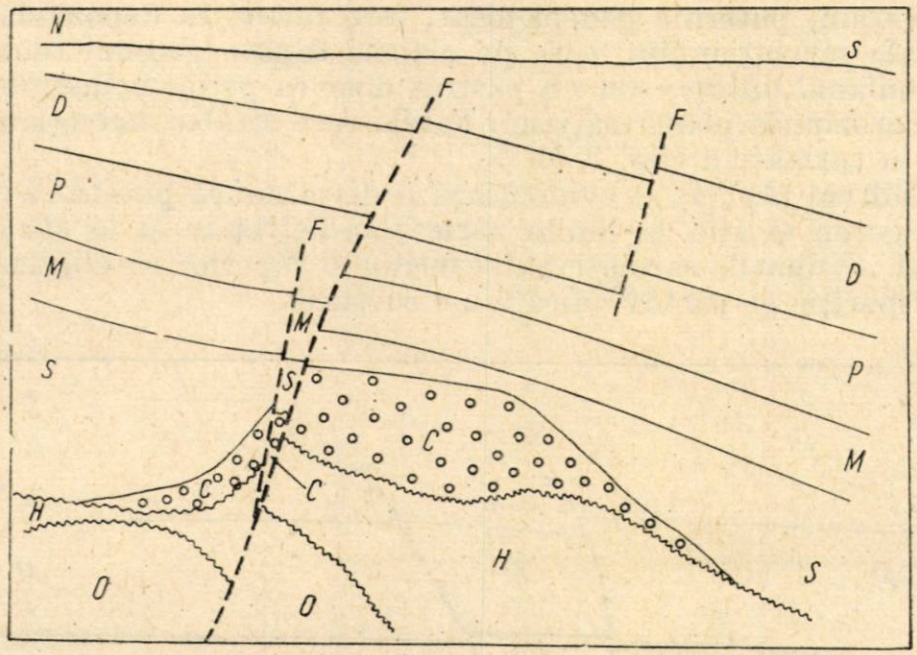


Fig. 2. — Structura Tg.-Jiu. O, Oligocen; H, helvețian; C, conglomerate sarmațiene; S, sarmațian; M, meoțian; P, ponțian; D, dacian; F, falie.

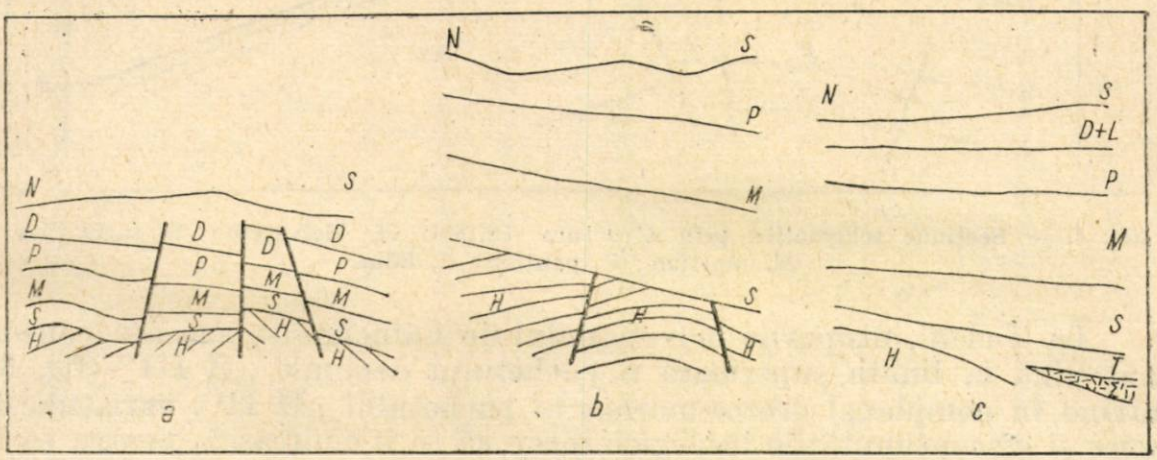


Fig. 3. — a, Secțiune schematică prin structura Negoești; b, secțiune schematică prin structura Alunu; c, secțiune schematică prin structura Zătreni — Tetoiu; H, helvețian; S, sarmațian; M, meoțian; P, ponțian; D, dacian; L, levantin; Σ, sare.

șarea, uneori foarte pronunțată, în zona sinclinală. În multe cazuri s-au putut pune în evidență discordanțe stratigrafice, efilări litologice și alte deranjamente, care atestă discontinuități în procesul de sedimentare la diverse nivele stratigrafice.

În cuprinsul anticlinalului Tg.-Jiu, în afara discordanței amintite la nivelul miocen/oligocen, s-a mai pus în evidență o discordanță unghiulară pronunțată la nivelul sarmațian/helvețian (fig. 2).

La Negoești se remarcă discordanța între helvețian și sarmațian, subțierea destul de pronunțată a sarmațianului și prezența unor falii cu sărituri variabile, cu amplitudine mare în sarmațian și amortizare completă în pliocenul superior (fig. 3 *a*).

Interesantă din punctul nostru de vedere este structura Alunu. Un relief helvețian, puternic peneplenizat, este înecat în depozitele marno-grezoase ale sarmațianului, care pe alocuri capătă grosimi remarcabile. Aici, tortonianul lipsește sau s-a păstrat doar ca petice neînsemnate, menajate de eroziunea presarmațiană. Faliile care străbat helvețianul nu se continuă în sarmațian (fig. 3 *b*).

La Bîlteni (fig. 4) se evidențiază o discordanță puternică la nivelul miocen/oligocen și alta la limita sarmațian/helvețian și la sfîrșitul sarmațianului. Nisipurile sarmațianului mediu și superior se efilează uneori pînă la dispariție pe partea ridicată a structurii.

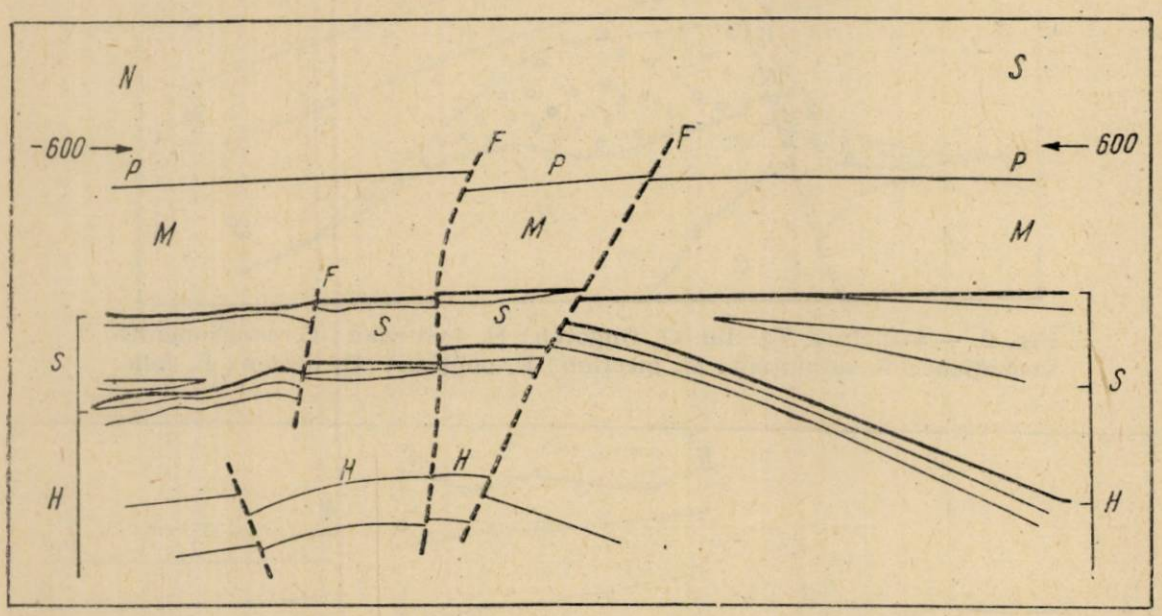


Fig. 4. — Secțiune schematică prin structura Bîlteni. H, Helvețian; S, sarmațian; M, meoțian; P, ponțian; F, falie.

La Țicleni, nisipurile helvețianului de adîncime se succedă concordant pînă la limita superioară a pachetului denumit „H III" (fig. 5). Intrînd în complexul grezos-marnos al pachetului „H II", variațiile de facies și discontinuitățile litologice încep să se înmulțească, pentru ca la partea superioară a complexului, mai ales pe flancul sudic, să asistăm la o dispunere haotică de lentile de dimensiuni diferite atît pe orizontală, cît și pe verticală. O falie puternică desparte flancul nordic de cel sudic. În timp ce la nivelul „H III" flancul nordic este mai coborît decît flancul sudic, după depunerea „helvețianului II" situația se inversează datorită grosimii diferite a „helvețianului II" pe cele două flancuri. Pe flancul nordic, „H II" are grosime relativ constantă și mare; pe flancul sudic, grosimea acestui complex este mai redusă și foarte variabilă. La limita „helvețianului II" de pe flancul sudic se poate recunoaște un adevărat relief fosil cu creste, văi și adînciturі. Complexul imediat următor, „H I", este dispus concordant pe flancul nordic și la un nivel izobatic mai ridicat;

pe flancul sudic este discordant peste „H II", umplînd adînciturile reliefului fosil şi lipsind pe crestele acestuia (fig. 6). Tortonianul este concordant pe flancul nordic şi transgresiv pe flancul sudic, depăşind pe alocuri nisipurile inferioare ale orizontului „H I".

Sarmaţianul de la Ţicleni (fig. 5) începe printr-o puternică discordanţă pe ambele flancuri. În culminaţia structurii, sarmaţianul se reduce la un pachet de cîteva zeci de metri de marne bituminoase, în timp ce pe

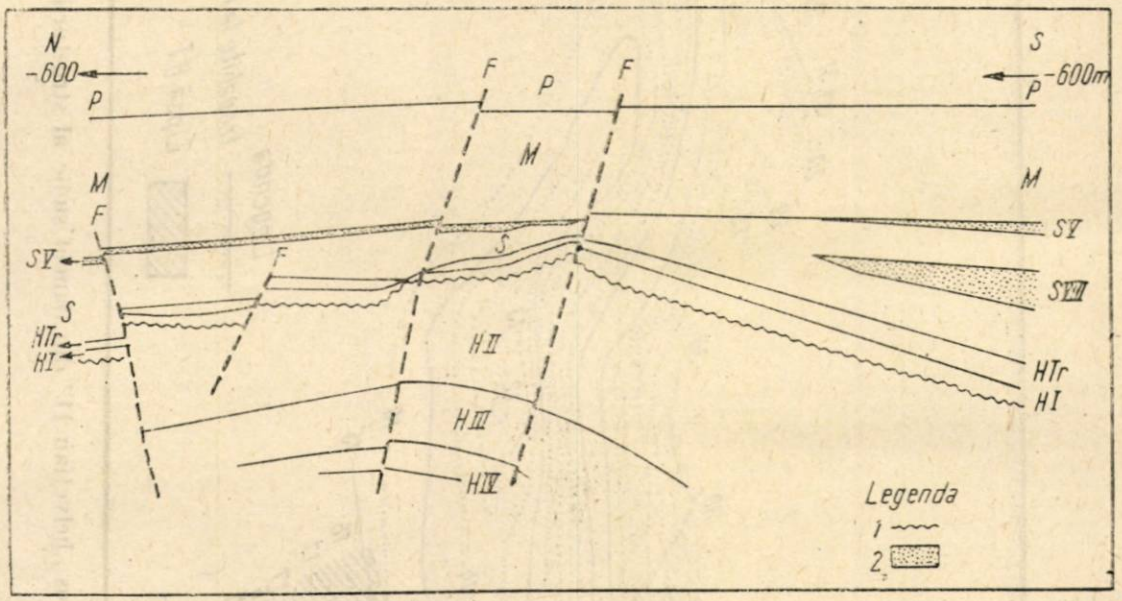


Fig. 5. — Secţiune schematică prin structura Ţicleni. 1, Discordanţă; 2, nisipuri sarmaţiene; H (IV, III, II, I), complexe nisipoase helveţiene; H Tr, „helveţianul de tranziţie"; S, sarmaţian (VIII, V, nisipuri); M, meoţian; P, ponţian; F, falie.

flancuri ajunge la 300—400 m grosime. Nisipurile, îndeosebi pachetul denumit „sarmaţian VIII", cunosc o subţiere şi efilare litologică treptată pînă la dispariţie, pe zona de maximă ridicare a structurii. Limita meotian/sarmaţian este reprezentată printr-o suprafaţă de eroziune, nisipul superior al sarmaţianului împreună cu o parte din alternanţa grezo-marnoasă de sub el fiind îndepărtat pe zona de maximă ridicare, iar pe flancuri se constată numeroase variaţii de grosime.

În timp ce în helveţian înclinările ajung la 30°, în sarmaţianul inferior se reduc la 12°, iar la nivelul limitei meoţian/sarmaţian la circa 5°. În cuprinsul meoţianului, înclinările ajung doar la cîteva grade, iar în pliocenul superior depozitele sînt aproape orizontale sau înclină imperceptibil spre sud.

Aceeaşi efilare a nisipurilor sarmaţiene pe zona ridicată a structurii şi discordanţă la limita sarmaţian/helveţian se constată şi la anticlinalul Românesti. În profunzime se recunoaşte un relief oligocen, în care se înrădăcinează o falie puternică, ce desparte flancul nordic al structurii de un flanc sudic mai accidentat (fig. 7).

În continuare, la Grădiştea se poate urmări o discordanţă la nivelul helveţianului superior, acoperit transgresiv de tortonianul brecios salifer. O altă discordanţă delimitează tortonianul de sarmaţian. Sarmaţianul se

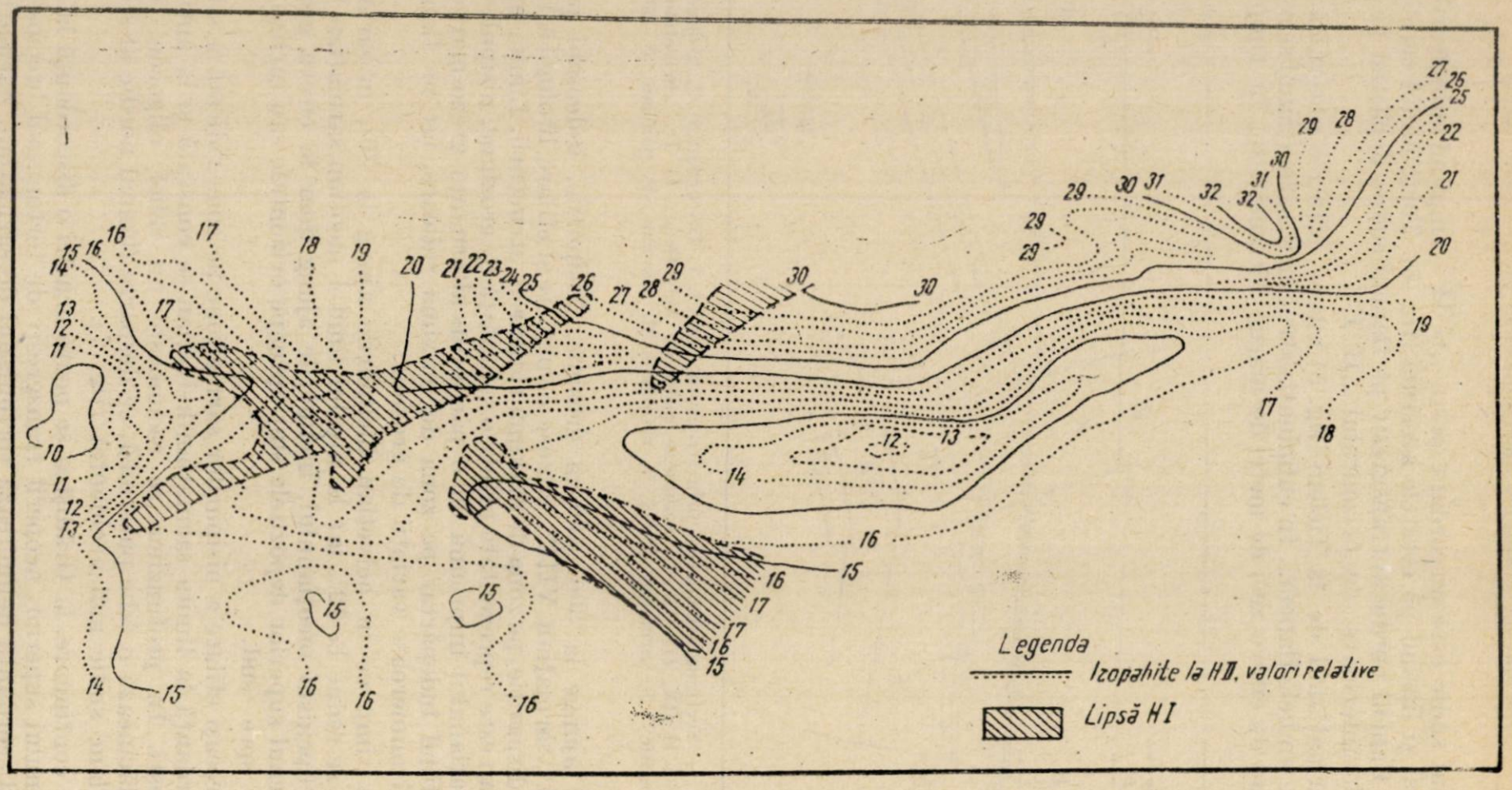


Fig. 6. — Harta cu izopahite a complexului nisipos „helvețian II" din flancul sudic al structurii Țicleni,

subțiază la circa 50 m pe boltă față de 1 100 m, cît are în sinclinal. Variații de facies se constată și în cuprinsul meoțianului, care suferă aceeași subțiere în bolta structurii (150 m) și o îngroșare pe flancuri (500 m).

Pe aliniamentul sudic, structura Zătreni — Tetoiu prezintă o discordanță netă la nivelul helvețianului superior (fig. 3, *c*). Tortonianul, prezent doar pe flancul sudic al structurii, cuprinde o lamă de sare, care se subțiază în boltă pînă la dispariție, în timp ce spre sinclinal atinge 90 m.

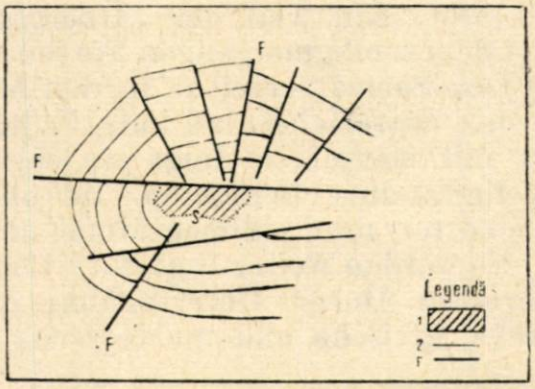


Fig. 7. — Schița structurii Romănești. 1, Lipsa nisipului „sarmațian VIII"; 2, izobate la cap „sarmațian VIII"; F, falie.

grosime. Sarmațianul este transgresiv, acoperind atît helvețianul, cît și tortonianul. În continuarea sarmațianului s-a depus pliocenul, care înclină slab spre sud.

CONCLUZII

Avînd în vedere cele expuse mai sus, putem afirma că în cuprinsul Depresiunii Getice au avut loc mișcări tectonice care au condus la ridicarea unor structuri anticlinale mai mult sau mai puțin pronunțate. Aceste structuri se înșiră în lungul unor cordiliere premiocene, orientate E—V, care în anumite momente au suferit mișcări de ridicare urmate de eroziune rapidă (subaeriană sau subacvatică), pentru ca structura să fie din nou îngropată sub o masă de sedimente.

Așadar, ecourile principalelor faze de cutare din geosinclinalul carpatic se reflectă în tectonica terțiarului din Depresiunea Getică sub forma unor oscilații pe verticală. Fazei savice îi corespunde discordanța dintre oligocen și helvețian, fazei moldavice cea de la sfîrșitul tortonianului și fazei attice îi corespund slabe deranjamente la limita sarmațian/meoțian.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER STRATIGRAPHIE DER GETISCHEN SENKE

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden die stratigraphischen Ergebnisse der in den letzten Jahren vorgenommenen zahlreichen Bohrungen kurz zusammengefaßt.

Die ältesten Formationen wurden in einer Bohrung bei Voiteşti vorgefunden und gehören dem Perm in verrukanischem Fazies an. Es

folgen liassische Ablagerungen (? Schela Formation), das durch Konglomerate und Sandstein vertretene Eozän von Săcele und das fein mergelige Oligozän von Bîlteni und Tîrgu-Jiu.

Im Aquitan wurden Salzbrekzien angetroffen; dem Burdigal wird eine Schichte Konglomerate mit kristallinem Gerölle zugeschrieben. Eine besondere Entwicklung hat das Helvet das in 10 Sandlagen mit Mergel wechsellagernd untergeleitet wurde. Im oberen Teil des Helvet wurden wichtige, in den gehobenen Partien der Sättel sichtbare Lakunen beobachtet. Ein Teil der „Übergangs-Helvet" genannten Schichtfolge gehört dem sandigmergeligen Torton mit Dazittuffeinlagerungen an.

Das Sarmat erreicht in den Mulden seine größte Mächtigkeit und wird den Sattelachsen zu ausgekeilt. Das Mäot beginnt mit Sanden und endet mit Mergel; es folgt ein ebenfalls mergeliges Pont und dazische mergelig-sandige Schichten. Im oberen Teil des Dazian und Levant ist Schotter mit sedimentärem und kristallinem Gerölle entwickelt.

Es werden weiter fünf Sättel und die sie verbindenden Muldenzonen beschrieben. Durch Untersuchung der Diskordanzen wird auf steirische, savische, attische und moldavische Bewegungen geschlossen.

BIBLIOGRAFIE

1. Hristescu E., *Contributions à la connaissance du paléogène supérieur de la Dépression Gétique*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1944, **XXVIII** (1938–1939).
2. Ionescu Argetoaia I. P., *Etajul meotic în general și în special în Oltenia*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, **V**.
3. — *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1918, **VIII**.
4. Iorgulescu T., *Contribuțiuni la studiul micropaleontologic al neogenului din Oltenia*, Lucr. Inst. petrol, gaze și geologie, 1958, *4*.
5. Liteanu Em., *Geologia Cîmpiei Getice meridionale dintre Jiu și Olt*, An. Com. geol., 1957, **XXX**.
6. Motaș I. C., *Cercetări geologice în regiunea Bengești — Pițicu — Zorlești — Negoiești (Depresiunea Getică — Oltenia)*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951–1952).
7. Murgoci G., *Terțiarul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I**.
8. Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C. și Molnar M., *Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Platformei Moesice. Stratigrafie*, Petrol și Gaze, 1961, *11, 12*.
9. Popescu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Ciocadia — Pițicu — Baia de Fier*, Dări de seamă, Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951–1952).
10. Tudor M., *Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț*, Edit. Acad. R.P.R., 1955.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei.

Primit în redacție la 30 martie 1966.

CRETACICUL SUPERIOR DIN PARTEA DE NORD A BAZINULUI MARAMUREȘ

DE

GH. ILIESCU, MARIA ILIESCU, D. GEORGESCU și L. GEORGESCU

55 (05)

Problemele geologice ale Maramureșului au fost larg dezbătute în ultimul deceniu, realizîndu-se progrese mari datorită intensificării colaborării dintre cercetătorii din țările pe ale căror teritorii se dezvoltă această importantă unitate geologică.

Cunoștințele inițiale, cu caracter general, au fost treptat îmbogățite și detaliate, ajungîndu-se la o concepție modernă, în care sînt îmbinate problemele teoretice cu cele practice.

Cele mai vechi referiri asupra geologiei Maramureșului aparțin lui A. v. Alth și F. v. Hauer și datează încă de la mijlocul secolului trecut.

Ceva mai tîrziu, H. Zapalowicz (14) publică o amplă lucrare în care este tratată geologia teritoriilor cuprinse între Carpații Pocuției și ai Maramureșului, referindu-se pe larg și la geologia Maramureșului românesc.

Concepția pe care a adoptat-o autorul, precum și schema stratigrafică stabilită de el, cu unele modificări, stau și astăzi la baza tuturor studiilor geologice din regiune.

Prin lucrările sale, Th. Kräutner (8), (9) modifică și detaliază schema stratigrafică a lui H. Zapalowicz, identificînd senonianul și separînd în eocen mai multe faciesuri.

Între anii 1941 și 1943, L. Reich, L. Strausz, F. Pávay Vajna și Z. Schréter se ocupă de geologia bazinului Maramureș, insistînd asupra depozitelor paleogene și miocene.

Importantele date prezentate de: L. Atanasiu (1956), M. Bleahu (1962), L. Ionesi (1959), V. Mutihac (1956), S. Năstăseanu (1956), D. Patrulius și Gr. Popescu (1960), D. Patrulius, I. Motaș și M. Bleahu (1960), I. Pătruț (1952), M. Socolescu (1952) constituie o etapă superioară a cunoașterii geologiei Maramureșului.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 213–217 București 1968

Aceste lucrări au adus interesante contribuţii cu privire la stratigrafia depozitelor paleogene şi miocene, insistîndu-se asupra marilor variaţii litologice observate în eocen şi oligocen.

În anul 1965, Gh., Iliescu şi colaboratorii, cercetînd zona de la gura rîului Vişeu, au identificat depozite cretacic-superioare, pe care le-au atribuit senonianului pe bază de dovezi paleontologice. În anul 1965 am studiat o zonă mai estică, cuprinsă între valea rîului Vişeu şi valea Vaserului. Datele noi ne-au oferit posibilitatea să dăm regiunii o altă interpretare geologică.

În bazinul văii Peştilor şi al văii Bistra, sedimentarea începe cu un conglomerat masiv, alcătuit din elemente foarte variate atît ca natură petrografică, cît şi ca dimensiune şi grad de rulare. Calcarele cristaline divers colorate, de la alb pînă la negru, constituie unul din principalele elemente componente ale acestui conglomerat. În afară de calcarele cristaline, cuarţul alb, cuarţitele vineţii şi şisturile cristaline iau parte la alcătuirea conglomeratului. Cea mai mare parte a galeţilor provin din rocile cristaline din fundamentul Bazinului Maramureş, care se observă în imediata apropiere a locului de formare a conglomeratelor.

În ceea ce priveşte gradul de rulare a elementelor, se remarcă faptul că între rotunzimea şi duritatea lor există o relaţie directă : cu cît roca din care provine este mai dură, cu atît elementul este mai bine rotunzit (elementele din cuarţ prezintă cel mai mare grad de rulare). Dimensiunile elementelor sînt foarte variate, pornind de la cîţiva centimetri şi uneori trecînd chiar de un metru, cu predominanţa celor de 10—30 cm.

Matricea este grezoasă, calcaroasă, de culoare cenuşie şi uneori, mai ales spre bază, roşie-violacee.

Datorită alterării subaeriene, carbonatul de calciu din ciment este îndepărtat şi conglomeratul se dezagregă cu uşurinţă. Cînd cimentul nu este spălat, conglomeratul este dur şi, datorită marelui număr de elemente calcaroase de culoare deschisă pe care le conţine, are aspect de mozaic.

Asupra vîrstei conglomeratelor din Maramureş au existat mai multe păreri.

În lucrarea sa asupra Maramureşului, H. Zapalowicz (14) a socotit aceste conglomerate de vîrstă cretacică, considerîndu-le tipul carpatic al cretacicului mediu şi superior.

Th. Kräutner (8), (9) le precizează vîrsta cenomaniană, însă o parte din conglomeratele Bazinului Borşa le trece la eocen, datorită intercalaţiilor de calcare cu numuliţi, pe care le-a observat în ele.

Ocupîndu-se de studiul masivului eruptiv de la Toroiaga, M. Socolescu (13) atribuie eocenului o parte din depozitele cretacic-superioare ale lui H. Zapalowicz, bazat pe existenţa calcarelor cu numuliţi din Muntele Gîlu.

După anul 1950, cea mai mare parte a conglomeratelor din Maramureş, printre care şi cele din bazinele văilor Bistra şi Peştilor, au fost atribuite eocenului, dîndu-li-se denumirea de conglomerate de Prislop, cretacicul superior din partea de nord a Bazinului Maramureş fiind astfel redus numai la cîteva mici apariţii de gresii cu *Exogyre*.

Pe baza unui exemplar de *Hippurites sulcatus* (Defrance), găsit la partea superioară a conglomeratelor de pe pîrîul Luhei (1965), am atribuit complexul grezos-conglomeratic din regiune santonianului, asemă-

Fig. 1 şi 2. — *Inoceramus labiatus* Schlotheim.

Fig. 3. — *Inoceramus circularis* Schlüter.

Fig. 1. — *Inoceramus daschslochensis* Andert.

Fig. 2. — *Inoceramus* cf. *sturmi* Andert.

Fig. 3. — *Inoceramus inaequivalvis* Schlüter.

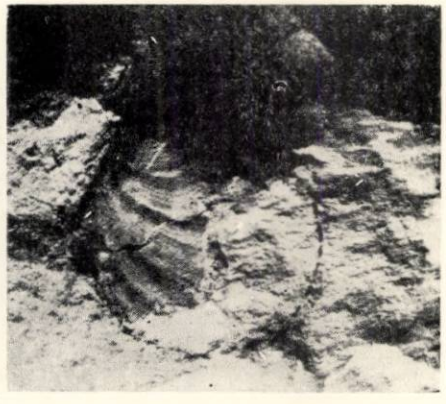


Fig. 4. — *Inoceramus* sp.

nîndu-l cu conglomeratele santoniene cu hipuriți din Carpații Slovaciei (conglomeratele de Upohlav), din zona klippelor pienine (1).

În valea Peștilor, în jumătatea inferioară a conglomeratelor, am observat o intercalație de argile grezoase, de culoare roșie-vișinie, groasă de 3 m, în care M. Tocorjescu a identificat exemplare nedeterminabile de globotruncane.

Peste conglomeratele din valea Peștilor, a căror grosime trece de 200 m, în continuitate de sedimentare, stă un pachet de marne fin micacee, slab grezoase, cenușii-verzui, cu pete de culoare închisă, gălbui-verzui prin alterare, cu intercalații centimetrice de gresii fine, calcaroase. Aceste marne sînt foarte asemănătoare cu marne de vîrstă mai recentă; cercetătorii care au studiat anterior regiunea (11) le-au înglobat în același orizont, cunoscute sub denumirea de marne de Gura Vaserului, atribuindu-le eocenului.

Autorii prezentei note au reușit să demonstreze în anul 1965 că o parte din ceea ce a fost separat ca marne de Gura Vaserului revine senonianului superior, datorită faptului că în bazinul inferior al rîului Vișeu au fost găsite forma *Inoceramus salisburgenus* Fugger și Kastner și numeroase globotruncane caracteristice.

Marne cenușii și roșii cu resturi de inocerami de talie mare și globotruncane au fost întîlnite în mai multe puncte de pe rama bazinului văii Bistra și al văii Ruscova, dovedindu-se astfel că depozitele cretacicului superior au o răspîndire mai mare decît se știa pînă în prezent, numai că separarea lor de cele eocene este extrem de dificilă, datorită rarității resturilor fosile.

Din marnele de pe valea Peștilor am colectat mai multe exemplare de inocerami, între care a fost recunoscută specia *Inoceramus labiatus* Schlotheim, citată din turonianul multor regiuni ale Europei, precum și formele: *Inoceramus inaequivalvis* Schlüter, *Inoceramus circularis* Schlüter, *Inoceramus daschslochensis* Andert, *Inoceramus* cf. *sturmi* Andert, găsite de asemenea în mai multe regiuni, în turonian și coniacian.

Asociația de inocerami citată ne îndreptățește să considerăm că marnele de peste conglomerate din bazinul văii Peștilor aparțin turonianului și, probabil, coniacianului.

Dacă partea superioară a conglomeratelor, de peste nivelul argilos roșu cu globotruncane, revine turonianului inferior, partea inferioară, de sub nivelul argilos roșu, ar putea fi de vîrstă cenomanian-superioară.

Conglomeratele din bazinul văii Bistra sînt identice din punct de vedere litologic cu cele din valea Peștilor și ocupă același interval stratigrafic, deoarece matricea roșie, care se observă în partea lor inferioară, ar corespunde cu nivelul de argile roșii din conglomeratele din valea Peștilor, iar la partea superioară suportă conglomerate și gresii cu *Hippurites sulcatus*.

Din motive de superpoziție, am atribuit pachetul flișoid, tectonizat, ce aflorează în valea Vișeului la gura pîrîului Luhei, turonianului, echivalîndu-l cu marnele cu inocerami din valea Peștilor.

Prin identificarea turonianului în bazinul văii Peștilor se completează coloana stratigrafică a depozitelor cretacic-superioare din Bazinul Maramureș.

Pe bază de microfaună a fost pusă în evidenţă prezenţa senonianului, danianului şi paleocenului şi în zonele de larg ale bazinului, strîns legate de depozitele cunoscute sub denumirea de strate de Petrova. Anterior, ele au fost încadrate în acelaşi complex, atribuit eocenului.

Apariţia cretacicului superior în interiorul bazinului nu poate fi explicată decît dacă admitem că această regiune a suferit o tectonizare intensă, în urma căreia a rezultat o structură complicată, din care nu lipsesc cutele faliate şi solzii.

Noile date stratigrafice obţinute în Bazinul Maramureş ne dau posibilitatea să-l paralelizăm cu alte regiuni mai îndepărtate sau mai apropiate, cum ar fi Carpaţii Sovietici şi bazinul intramontan de la Glodu.

În ceea ce priveşte problema apartenenţei Bazinului Maramureş la una din marile unităţi geologice, credem că trebuie admis că acesta s-a format pe un fundament mixt, de tip carpatic şi transilvan, situîndu-se la zona lor de contact, care reprezintă, după părerea noastră, o importantă linie de şariaj. Datorită acestui contact tectonic, regiunea a avut o mare mobilitate în timpul sedimentării, în urma căreia au luat naştere importante mase de depozite cu caracter de fliş.

Afinităţile faciale ale depozitelor din Bazinul Maramureş cu una sau alta din unităţile învecinate sînt o dovadă a acestui punct de vedere (această idee a mai fost exprimată de noi anterior)[1].

CONCLUZII

Din cele expuse mai sus rezultă următoarele concluzii :

— Cretacicul superior este bine dezvoltat pe rama de nord a Bazinului Maramureş, fiind reprezentat prin cenomanian, turonian şi senonian, identificate pe baze paleontologice.

În zonele mai interne ale bazinului, a fost pusă în evidenţă, pe bază de microfaună, prezenţa senonianului, danianului şi paleocenului, care apare de sub depozitele eocene cu caracter de fliş de-a lungul unor falii.

Bazinul Maramureş s-a format pe un fundament mixt, carpatic şi transilvan, depozitele sale acoperind zona de contact a acestora, reprezentată printr-o importantă linie tectonică.

DIE OBERKREIDE AUS DEM NÖRDLICHEN TEIL DES MARAMUREŞ-BECKENS

ZUSAMMENFASSUNG

Im nördlichen Teil des Maramureş-Beckens, am Unterlauf des Vişeu-Flußes, wurden Ablagerungen des Sénonien von G. Iliescu u.a. im Jahre 1965 beschrieben ; ältere Autoren rechneten dieselben zum Eozän.

[1] Gh. Iliescu, Maria Iliescu, D. Georgescu şi L. Georgescu, *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu în bazinul Maramureşului şi bazinul Oaşului*, Arh. Com. Geol. — martie 1965 şi martie 1966.

Durch eine reiche Inocerammen-Fauna (unter anderen *Inoc. labiatus* Schlotheim) konnten die grauen, leicht sandigen Mergel vom Peştilor-Bach, welche im Hangenden der Basalkonglomerate anstehen, als Turonien datiert werden. Als gleichwertiges Glied wurde auch der flyschoide Horizont (eingelagert zwischen den Basalkonglomeraten und den Konglomeraten und Mergeln des Sénonien) betrachtet.

Da das Basalkonglomerat im Unterteil eine Zwischenlage roter Globotruncana-Mergel enthält und im Hangenden von den *Inoc. labiatus*-Mergeln abgedeckt wird, glauben die Verfasser, daß es als Cenoman und möglicherweise Unterturon datiert werden kann.

Ablagerungen des Sénonien, Danien und Paläozän wurden durch Mikrofauna belegt; sie treten in den inneren Zonen des Maramureş-Beckens zutage.

Das Maramureş-Becken entstand auf einem kombinierten Untergrund der Karpaten und Siebenbürgens; dazwischen befindet sich eine tektonische Bruchlinie, welche die zeitliche Entwicklung beeinflußte.

Das Belegen des Turon im Maramureş-Becken ist besonders bedeutsam; dadurch werden die Kenntnisse des Beckens, seiner Entwicklung und seiner Verbindungen mit den benachbarten Gebieten erweitert.

BIBLIOGRAFIE

1. Andrusov D., *Geológia Ceskoslovenskÿch Karpat, Bratislava*, 1959, **II**.
2. Atanasiu L., *Geologia regiunii Petrova — Sighet (Maramureş)*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL**, *28—33*.
3. Atanasiu L. şi Marinescu I., *Geologia regiunii Petrova — Lunca (Maramureş)*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX**.
4. Iliescu Gh., Iliescu M., Georgescu D. şi Georgescu L., *Asupra prezenţei cretacicului superior în bazinul inferior al riului Vişeu (regiunea Maramureş)*, Dări de seamă, Com. stat geol., 1967, **LIII**, *3*.
5. Kräutner Th., *Cîteva date asupra geologiei Munţilor Rodnei şi Bîrgăului, cu privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1930, **XII**.
6. — *Studii geologice în Munţii Rodnei*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1930, **XIII**.
7. — *Observaţiuni geologice în Munţii Bistriţei — Bîrgăului*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1930, **XIV**.
8. — *Geologia regiunii cursului superior al Bistriţei aurii, V. Tibăului şi Cîrlibaba*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1930, **XV**.
9. — *Ein Senonvorkommen bei Săcel in der Marmarosch*, Verh. u. Mitt. des Siebenbürg. Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt, Sibiu, 1935, **LXXXIII/LXXXIV**.
10. Patrulius D., Bleahu M. şi Dumitrescu R., *Cercetări geologice în V. Vişeului şi în împrejurimile Săcelului (Maramureş)*, Dări de seamă, Com. geol., 1955, **XXXIX**.
11. Patrulius D., *Contribuţiuni la studiul geologic al Maramureşului (Bazinul Ruscovei)* Dări de seamă, Com. geol., 1956, **XL**.
12. Patrulius D., Motaş I. şi Bleahu M., *Gheologhiceskoe stroenie Rumînskogo Maramureşa*, Mat. Asoc. Car. - Balc. 1 Kiev, 1960.
13. Socolescu M., *Asupra geologiei regiunii Băile Borşei*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI**.
14. Zapalowicz H., *Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch — Marmaroscher Grenzkarpathen*. Jarh. d. k. k. Geol. Reich, Viena, 1886, **XXXVI**.

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei.

Primit în redacţie la 7 mai 1966.

ASUPRA UNUI NIVEL CU *NUCULANA* ÎN STRATELE DE TICU SUPERIOARE DE PE VALEA BERECOAIA — MERA (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

V. MOISESCU

55 (05)

Stratele de Ticu superioare (=orizontul marno-șistos fosilifer), cu o dezvoltare completă în bazinul văii Almașului (în jurul localităților Ticu, Ticu Colonie, Arghișu, Dîncu, Tămașa), se pot urmări spre sud-est pînă în Dealul Cetății de la Cluj[1]). Ele stau pe argila roșiatică a stratelor de Ticu inferioare și suportă stratele de Cetate (fig. 1).

O deschidere care prezintă interes prin fauna pe care o conține se observă în versantul stîng al văii Berecoaia de la Mera (fig. 2 și 3). Aici apare un nivel cu forme de *Nuculana*, pus în evidență pentru prima dată de noi în 1964 și care face obiectul lucrării de față.

Succesiunea litologică de jos în sus este următoarea [2] (fig. 2) :

a, argile roșietice nefosilifere ce aparțin stratelor de Ticu inferioare ; b, argile verzui nefosilifere (0,75 m) ; c, banc de gresie albicioasă-vineție, friabilă, fină, cuarțoasă și slab caolinoasă (0,30 m) ; d, nisipuri verzui nefosilifre (0,15 m) ; e, marne calcaroase dure, albicioase-vineții, grosier stratificate, cu fețe lucii. Conțin mulaje de *Lentidium* (*Lentidium*) *triangulum* (Nyst), mai rar de *Unio* și *Congeria* (0,85—1 00 m) ; f, marno-argile albăstrui-verzui fărîmicioase, nefosilifere, cu fețe lucii (0,30—0,35 m) ; g, nivelul cu *Nuculana*, constituit din marne calcaroase albăstrui-albicioase fine, care, pe lîngă numeroasele exemplare de *Nuculana*, mai conține forme de *Brotia* (*Tinnyea*) *transsylvanica*, *Congeria* aff. *basteroti*, *Hippeutis* (*Menetus*) sp., fragmente și cochilii subțiri de lamelibranhiate

[1] Echivalentul stratigrafic al stratelor de Ticu superioare ce apărea altădată la zi pe Dealul Cetății de la Cluj nu se mai poate observa astăzi, deoarece au fost amenajate aici locuri de agrement.

[2] Literele de la a la t din dreapta coloanei litologice (fig. 2) servesc la descrierea în text a succesiunii acestei coloane.

și gasteropode de talie foarte mică, neidentificabile etc. (0,25 m); h, marno-argile albăstrui-vineții, pe alocuri gălbui-feruginoase, cu cristale și cruste gipsifere și cu două intercalații subțiri de cărbune de cîte 0,02—0,03 m grosime. Acest nivel cărbunos este corespondentul stratului de cărbune

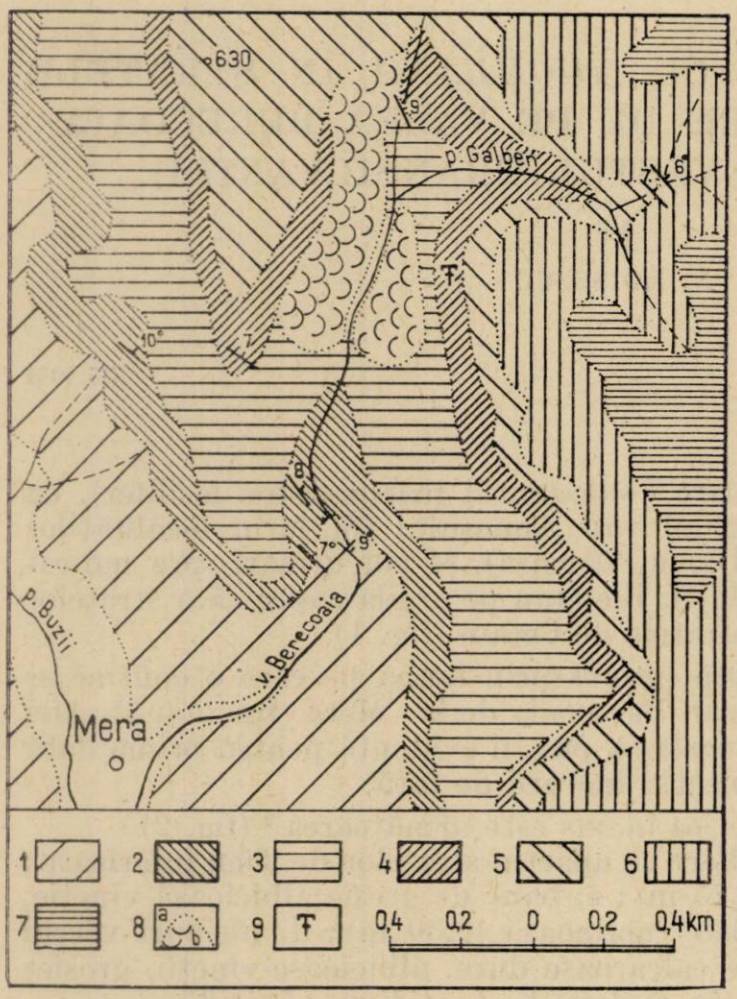


Fig. 1. — Schița geologică a formațiunilor paleogene și miocene inferioare de pe valea Berecoaia — Mera:

1, marnele cu briozoare (și depozitele subiacente acestora); *2*, stratele de Mera cu echivalentul stratigrafic al stratelor de Hoia în bază; *3*, stratele de Ticu inferioare (= argila roșiatică și pestriță continental-lacustră); *4*, stratele de Ticu superioare (= oritontul marno-șistos fosilifer) și stratele de Cetate; *5*, stratele de Zimbor; *6*, nivelul bazal al complexului tufului de Dej; *7*, nivelul tufului de Dej propriu-zis și nivelul superior; *8*, depozite cuaternare (*a*, aluviuni; *b*, alunecări de teren); *9*, punctul fosilifer de unde au fost colectate exemplare de *Nuculana*.

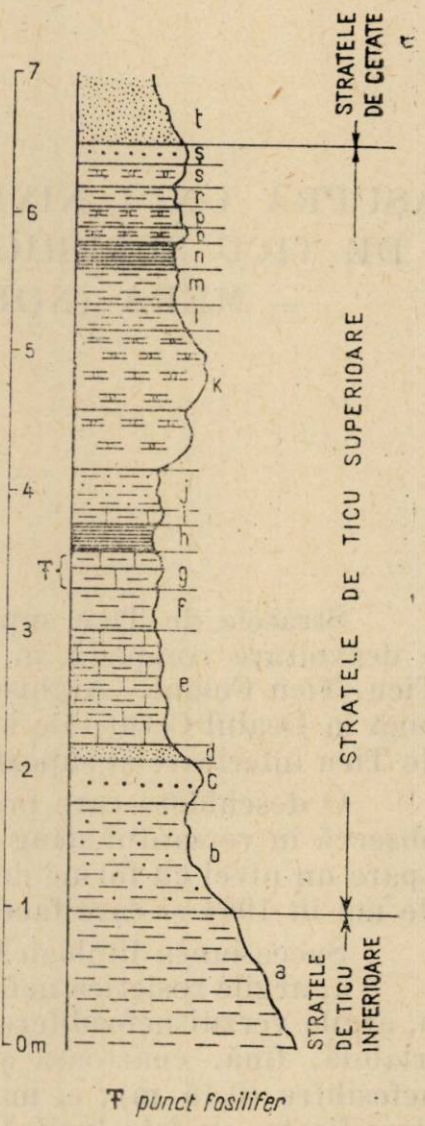


Fig. 2. — Coloana litostratigrafică a stratelor de Ticu superioare de pe valea Berecoaia — Mera.

Francisc de la Arghișu—Tămașa (0,15—0,20 m); i, marne calcaroase albăstrui dure, uneori șocolatii-argiloase, cu intercalații lumașelice la partea superioară, precum și cu exemplare de *Unio* și *Lentidium* în bază (0,10 m); j, marne albăstrui grosier stratificate, avînd intercalații foarte subțiri cu *Unio* sp. (exemplare slab conservate) și *L.* (*Lentidium*) *triangulum* (Nyst)

(0,30 m); k, nivel lumașelic calcaros dur, gălbui-albicios, cu foarte multe exemplare de *L.* (*Lentidum*) *triangulum* (Nyst), mai rar de *Polymesoda convexa*, *Congeria* și *Unio* (1,00 m); l, marne albăstrui cu mulaje de *Unio*, (0,22 m); m, marne albăstrui cu cruste gipsifere și cu slabe urme de plante rare exemplare de *Lentidium* și *Polymesoda* (0,25 m); n, argile șocolatii, șistoase, cu cristale de gips (0,15—0,20 m); o, banc calcaros dur gălbui,

Fig. 3. — Stratele de Ticu și de Cetate în versantul stîng al văii Berecoaia — Mera; *a*, stratele de Ticu inferioare; *b*, stratele de Ticu superioare; *c*, stratele de Cetate.

lumașelic, cu *Lentidium* și *Polymesoda* (0,07m); p, marne vineții șistoase, negricioase și marno-calcare albicioase cu *Lentidium* (0,13 m); r, marne fin șistoase cu intercalații foarte subțiri, lumașelice cu *Lentidium* (0,15 m); s, gresie marno-calcaroasă dură, albăstrui-albicioasă cu *Lentidium* (0,15 m); ș, gresie vineție dură (0,15 m); t, nisipuri și gresii friabile cu intercalații grezoase mai dure, calcaroase cu acumulări de *L.* (*Lentidium*) *triagulum* (Nyst), *Melanopsis hantkeni* Hofmann, *P.* (*Polymesoda*) *convexa* (Brongniart), *Theodoxus* sp., *Unio* sp., *Congeria basteroti* (Desh.), *Hippeutis* (*Menetus*) sp., *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) și altele, care aparțin stratelor de Cetate.

★

Din coloana litologică a stratelor de Ticu superioare de pe valea Berecoaia—Mera se observă că nivelul cu *Nuculana* se plasează undeva aproape de jumătatea acestora, imediat sub echivalentul stratului de cărbune Francisc de la Arghișu—Tămașa. Exemplarele frecvente de *Nuculana*,

cu o orientare destul de diferită, se prezintă slab conservate, îngreuind într-o oarecare măsură o identificare riguroasă din punct de vedere specific[3]. Cu toate acestea, se pot face unele considerații.

Familia **NUCULANIDAE**

Subfamilia **NUCULANINAE** M. Glibert și L. Van de Poel 1965

Genul **Nuculana Lamark** 1799 (genotip *Leda pernula* Müller) (non Link 1807) (sinonim : *Leda Schumacher* 1817 ; *Trigonocoelia* Nyst et Galeotti 1835 partim)

Subgenul **Nuculana Lamarck** (= *Ledina* Sacco, non Dall 1898 ; = *Saccella* Woodring 1925)

Nuculana (*Nuculana*) *westendorpi* (Nyst in Nyst et Westendorp 1839)

(pl. I, fig. 1—8)

1834/1840 — *Nucula minuta* Brocchi (8, p. 158, pl. CXXV, fig. 22 a—c (non Brocchi) ;
1860 — *Leda gracilis* Desh. (5, p. 831, pl. LXIV, fig. 24—26) ;
1863 — *Leda gracilis* Deshayes (16, p. 345, pl. XXVIII, fig. 5 și 5a) ;
1864 — *Leda gracilis* Desh. (17, p. 307) ;
1866 — *Leda gracilis* Desh. (18, p. 43) ;
1896 — *Leda gracilis* Desh. (12, p. 62, pl. VII, fig. 20—22) ;
1897 — *Leda gracilis* Deshayes (19, p. 235, pl. XXI, fig. 5) ;
1910 — *Leda gracilis* Desh. (6, p. 598) ;
1936 — *Leda gracilis* Desh. (2, p. 41, 46, 53, 58, 62, 84, 171, 173, 266, 269, 272 și 275) ;
1943 — *Leda* (*Leda*) *gracilis* Deshayes (1, p. 109, pl. IX, fig. 322—325) ;
1952 — *Leda* (*Ledina*) *gracilis* Deshayes (9, p. 12) ;
1957 — *Leda* (*Ledina*) *gracilis* Desh. (10, p. 46) ;
1959 — *Nuculana* (*Nuculana*) *westendorpi* (Nyst in Nyst et Westendorp 1839) (3, p. 73, pl. XIII, fig. 4, a—c) ;
1962 — *Leda gracilis Desh.* (14, p. 422 și tabelul) ;
1962 — *Nuculana westendorpi* (Nyst în Nyst et Westendorp 1839) (11, p. 42, pl. I, fig. 7, 8 și 9) ;
1964 — *Leda gracilis* Desh. (15, p. 31 și tabelul) ;
1965 — *Nuculana* (*Saccella*) *gracilis* (Deshayes 1860) (7, p. 21).

Descriere. Sînt forme de talie mică, cele mai multe avînd între 6 și 8 mm lungime și între 4 și 5 mm înălțime. Prezintă partea anterioară rotunjită ; cea posterioară, alungită, se termină într-un rostru relativ ascuțit, puțin fusiform. Marginile antero-superioară și postero-superioară sînt oblice, ultima ușor depresionară. Marginea ventrală este convexă. Carena postero-rostrală este bine marcată ; cea anterioară mai atenuată.

[3] Starea de conservare a formelor de *Nuculana* arată că nu este vorba de mulaje interne sau externe, ci de o slabă levigare a valvelor. Cu toate acestea, ornamentația exterioară a celor mai multe exemplare apare destul de clară.

La exterior se observă striuri concentrice fine, care formează unghiuri ascuțite în zona carenei posterioare. Umbonele este reliefat, cu vîrful ascuțit. Unul din exemplarele figurate (pl. I, fig. 4) prezintă o carenă rostrală accentuată cu partea postero-superioară foarte abruptă, deosebindu-se într-o oarecare măsură de celelalte.

Comparații. După conturul cîtorva exemplare complete (pl. I, fig. 1—8), formele studiate de noi se apropie de *Nuculana westendorpi* (forma *gracilis*) descrisă și figurată de G. P. Deshayes (5, p. 831, pl. LXIV, fig. 22—26), Fr. Sandberger (16, pl. XXVIII, fig. 5, 5a), E. Kissling (12, pl. VII, fig. 20—22), W. Wolff (19, p. 235, pl. XXI, fig. 5), J. C. Albrecht și W. Valk (1, p. 109, pl. IX, fig. 322—325), precum și de ceea ce a figurat M. Cossmann și A. Peyrot (4, pl. V) sub numele de *Leda* (*Lembulus*) *fragilis* (Chemnitz) (fig. 65—68), *L.* (*L.*) *percalva* Coss. și Peyr. (fig. 69—71) și *L.* (*L.*) *sublaevis Bellardi* (fig. 72—75). Aceste specii sînt prevăzute la exterior cu striuri de creștere, vizibile și pe exemplarele de *Nuculana* descrise de noi. Apropierea este mai evidentă de *Nuculana westendorpi* (forma *gracilis*), a cărei ornamentație exterioară pare mai ștearsă decît la formele ilustrate de M. Cossmann și A. Peyrot.

De *N.* (*Nuculana*) *galeottiana* (Nyst) (1, p. 108, pl. IX, fig. 326—331; 5, p. 830, pl. LVI, fig. 1—3) se deosebește prin umbonele mai recurbat și prin partea rostrală mai scurtă și mult mai ascuțită care se observă la aceasta din urmă. Afinitățile cele mai mari există față de forma *gracilis* descrisă din depozitele rupelian-chattiene ale Bazinului Mainz, din nisipurile de Fontainebleau stampian-inferioare (5, p. 831), precum și din molasa marină chattian-acvitaniană a Bavariei superioare (11, p. 42).

Observații. Forma de *Nuculana* amintită mai sus se întîlnește atît în oligocen, cît și în miocen. Astfel, ea este menționată în oligocenul inferior, mediu și superior din Belgia, oligocenul mediu din Germania de vest și sudul Limburgului olandez (1, p. 109) [4].

H. Alimen (1936) arată că forma *gracilis*, care în Franța a fost descrisă din faunele de Jeurre (p. 41 și 46), de Morigny (p. 53), de Varoux (p. 58) și de Pierrefitte (p. 46) de vîrstă stampiană, în Belgia se întîlnește în tongrianul inferior, în rupelianul inferior și în chattian (p. 266). În chattian, specia de mai sus este prezentă în nisipurile de Voort (p. 269). De asemenea, în Germania a fost semnalată în nisipurile marine inferioare, în argila de Rupel și în nisipurile de Schleich de vîrstă rupeliană (p. 271—272), precum și în nisipurile marine de Kassel (p. 272) [5] (9, p. 12).

G. F. Dollfus (p. 598) semnalează specia respectivă în marnele cu *Cyrena* din Bazinul Mainz, încadrate după autor la oligocenul

[4] Este mai puțin probabil ca această specie să fie prezentă și în eocen, așa cum o menționează J. C. H. Albrecht și W. Valk.

[5] După O. Speyer și V. Koenen.

mediu[6], iar E. Kissling o descrie din depozitele oligocenului mediu din Jura berneză. Forma a mai fost menționată în oligocenul superior din regiunea Göd — Ungaria, precum și în molasa bavareză chattian-acvitaniană (10, p. 46) (11, p. 42). În această molasă se găsește în asociație cu *Tympanotonos (Tympanotonos) margaritaceus* (Brocchi), *Mytilus aquitanicus* Mayer, *Lentidium (Lentidium) aquitanicus* (Mayer), *Natica burdigalensis* etc. M. Gilbert și L. Van de Poel (7, p. 21) citează forma *gracilis* din rupelian și chattian. În fine, în sudul U.R.S.S. ea a fost menționată de R. L. Merklin (14), (15) din depozitele chattian-acvitaniene ale seriei de Baigubek (regiunile Priaralului, Ustiurtului și Mangîșlakului).

Formele de *Nuculana*, cu o răspîndire regională mare, apar în *literatura de specialitate* sub două denumiri diferite, și anume : sub denumirea de *N. gracilis*, termen introdus de G. P. Deshayes în 1860 pentru formele oligocene, și sub denumirea de *N. westendorpi*, descrisă de H. Nyst în 1839 din depozite miocene. Cele două forme sînt însă foarte apropiate între ele, neavînd caractere de specii diferite. În cel mai greu caz s-ar putea admite ca forma *gracilis* să fie considerată o subspecie a celeilalte (dat fiind faptul că ele au o anumită localizare în timp) și să apară sub denumirea de *N. westendorpi gracilis* (Desh.). Singurul criteriu de separare utilizat a fost existența unei costații mai grosiere ce se observă pe formele miocene. Fiind un criteriu cu totul secundar, H. J. Anderson (3) le-a reunit sub denumirea mai veche de *N. westendorpi*.

În cadrul formelor oligocene de *Nuculana*, O. Hölzl (1962, p. 43) arată că unele mici deosebiri ar putea separa formele rupeliene de cele chattiene și acvitaniene. Această deosebire se referă tot la costația valvelor. Astfel, cele rupeliene sînt prevăzute cu lamele concentrice mai fine decît cele din chattian-acvitanian. Trebuie să menționăm că formele studiate de noi au o costație destul de fină, ceea ce le apropie de formele rupeliene. Marginea postero-superioară slab depresionară sau dreaptă, care se observă pe exemplarele ce provin din stratele de Ticu superioare, este un caracter întîlnit atît pe formele rupeliene, cît și pe cele chattiene.

Din cele arătate mai sus se desprind următoarele : a) prezența formelor de *Nuculana* în stratele de Ticu superioare, cunoscute în general ca forme marine, poate indica existența unei ingresiuni marine de foarte scurtă durată, care a avut loc în timpul depunerii acestor depozite ; b) formele de *Nuculana* cu afinități față de *N. westendorpi gracilis* arată că în stratele de Ticu superioare este cuprins rupelianul, dar și chattian-acvitanianul[7] ; c) avînd în vedere atît caracterul de ingresiune, cît și faptul că suportă depozite cu o asociație de moluște chattian-acvitaniene, nivelul cu *Nuculana* ar putea marca o limită între stampian *str. s.* (= rupelian) și chattian în această parte a regiunii de nord-vest a Bazinului Transilvaniei.

[6] H. Alimen (1936, p. 271) plasează marnele cu *Cyrene* între rupelian și chattian ; O. Hölzl (1957, p. 52) consideră chattiene nisipurile de Schleich, marnele cu *Cyrena* și calcarele cu gasteropode de apă dulce, rupelianului revenindu-i numai nisipurile marine inferioare și argila de Rupel.

[7] Este vorba de partea terminală a rupelianului. În stratele de Ticu superioare, formele de *Nuculana* descrise se găsesc într-o asociație atît cu forme de trecere de la rupelian la chattian, cît mai ales cu forme chattian-acvitaniene.

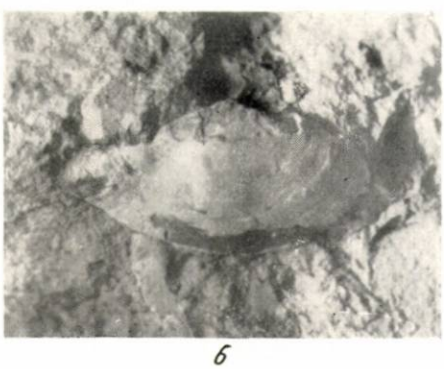
1

2

3

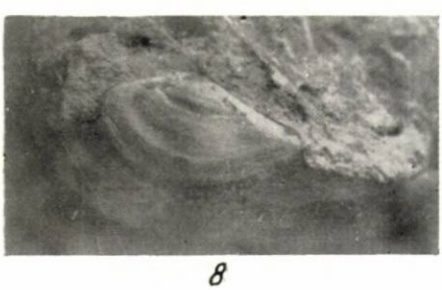
4

5



6

7



8

Fig. 1. — 8, *Nuculana* (*Nuculana*) *westendorpi* (Nyst in Nyst et Westendorp 1839) (forma *gracilis*) (fig. 1, 3, 6, valva dreaptă: 5×, mărime naturală, 3 ×; fig. 2, 4, 5, 7, 8, valva stîngă: 6×, 3×, 2×, mărime naturală, 3×).

SUR UN NIVEAU À NUCULANA DANS LES COUCHES DE TICU SUPÉRIEURES DE LA VALLÉE DE BERECOAIA — MERA (NO DE TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

L'équivalent lithologique des Couches de Ticu supérieures de la vallée de Berecoaia-Mera (environ 12 km NO de Cluj) contient un niveau de marnes calcaires gris blanchâtre, à *Nuculana*, que nous avons mis pour la première fois en évidence en 1964.

Les formes de *Nuculana* décrites présentent des affinités avec l'espèce oligocène *N. westendorpi* (Nyst) (forme *gracilis*) à laquelle elles furent attribuées. Sur la base de ce qu'on a mentionné et décrit dans le texte, il résulte ce qui suit :

a) La présence des formes de *Nuculana* dans les Couches de Ticu supérieures, connues en général comme des formes marines, peut y indiquer l'existence d'une ingression marine de très courte durée ;

b) Les formes de *Nuculana* à affinités pour la forme oligocène *N. westendorpi gracilis* montrent que les Couches de Ticu supérieures comprennent aussi bien le Rupélien que le Chattien-Aquitanien ;

c) Tenant compte de son caractère ingressif, ainsi que du fait qu'il supporte des dépôts ayant une association de Mollusques chattien-aquitaniennes, le niveau à *Nuculana* pourrait marquer une limite entre le Stampien s.s. (= Rupélien) et le Chattien dans cette partie du bassin transylvain.

BIBLIOGRAFIE

1. Albrecht J. C. H. u. Valk W., *Oligocäne Invertebraten von Süd-Limburg*, Mededeel. geol. Stichting, Seria C—IV—1, Maastricht, 1943, 3.
2. Alimen H., *Étude sur le Stampien du Bassin de Paris*, Mém. Soc. géol. France, Paris, 1936, **XIV**, 31.
3. Anderson Joachim-Hans, *Die Muschelfauna des nordwestdeutschen Untermiozän*, Palaeontographica, 113, Abt. A, Stuttgart, 1959, 4—6.
4. Cossmann M. et Peyrot A., *Conchologie néogénique de l'Aquitaine*, Act. Soc. Linn. de Bordeaux (atlas), 1912, **II**, 1.
5. Deshayes G. P., *Description des Animaux sans Vertèbres du Bassin de Paris*, Paris, 1860, **I**.
6. Dollfus G. F., *Sur les terrains tertiaires de l'Allemagne occidentale. Le Bassin de Mayence*, Bull. Soc. géol. France, Paris, 1910, ,**X** 4.
7. Glibert M. şi Van de Poel L. *Les Bivalvia fossiles du Cénozoïque étranger I. Palaeotaxodontida et Eutaxodontida*, Mém. Inst. Royal des Sciences Nat. de Belgique, Bruxelles, 1965, **II**, 77.
8. Goldfuss A., *Petrefacta Germanie*, partea a II-a, Düsseldorf, 1834—1840.
9. Görges J., *Die Lammellibranchiaten und Gastropoden der oberoligozänen Meeressande von Kassel*, Abh. hess. L. — Amt. Bodenforsch., Wiesbaden, 1952, *4*.
10. Hölzl O., *Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns*, Geologica Bavarica, München, 1957, *29*.
11. — *Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen oligozänen Molasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung*, Geologica Bavarica, München, 1962, *50*.

12. Kissling E., *Die Fauna des Mittel - Oligocäns im Berner - Jura*, Abh. schweiz. paläont. Ges., Zürich (atlas), 1896, **XXII**.
13. Korobkov I. A., *Spravocinik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinim molluskam. Plastinceatojabernie*, Gostoptehizdat, Leningrad, 1954.
14. Merklin R. L., *Gorizonti sredne- i verhneoligotenovih otlojenii iuga SSSR*, D.A.N. SSSR, Moscova, 1962, **CXLIV**, 2.
15. — *Some analogues of marine Aquitanian in the South of USSR and the Paleogene — Neogene boundary*, Cursillos y conferencias del Inst. „Lucas Mallada", Madrid, 1964, **IX**.
16. Sandberger Fr., *Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens*, Wiesbaden (atlas), 1863.
17. Speyer O., *Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig*, Palaeontographica, Kassel, 1862—1864, **IX**.
18. — *Die Ober-Oligocän Tertiärgebilde und deren Fauna im Fürstenthum Lippe-Detmold*, Palaeontographica, Kassel, 1866—1869, **XVI**.
19. Wolff W., *Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse*, Palaeontographica, Stuttgart, 1896—1897, **XLIII**.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România.

Primit în redacție la 19 noiembrie 1966.

CONSIDERAȚII MICROPALEONTOLOGICE ASUPRA ORIZONTULUI ARGILOS CU RADIOLARI DIN TORTONIANUL REGIUNII CARPATICE

DE

PAULIAN DUMITRICĂ

55 (05)

Depozitele tortoniene din Depresiunea Subcarpatică și Depresiunea Getică conțin o abundentă asociație micropaleontologică, în care sînt reprezentate numeroase grupe de microfosile calcaroase și silicioase. Raporturile de frecvență dintre ele variază foarte mult și constant pentru diferitele nivele ale succesiunii, în raport sensibil direct cu constituția litologică. În acest mod, caracterul predominant al unora sau altora din grupele de microfosile într-un moment sau altul a contribuit parțial la însăși denumirea orizonturilor stratigrafice stabilite.

Între acestea, în cadrul tortonianului superior s-a pus în evidență, ca o entitate litologică și micropaleontologică, un orizont constituit din depozite argiloase, în care radiolarii dau nota caracteristică. Este ceea ce, începînd din 1943, se cunoaște în literatura geologică sub numele de „orizontul argilos cu radiolari", „orizontul șisturilor argiloase cu radiolari" sau „complexul argilo-silicios".

Cu toate că abundența radiolarilor și a altor organisme silicioase la acest nivel al succesiunii tortoniene a atras atenția cercetătorilor de mai multă vreme, acestea au rămas încă practic necunoscute. În stadiul actual însă, cînd micropaleontologia joacă un rol din ce în ce mai însemnat în biostratigrafie, cînd grupele de microfosile se dovedesc din ce în ce mai utile, inventarierea și cercetarea lor sistematică sînt tot mai stringente.

În acest scop, cu cîțiva ani în urmă am început studiul sistematic al radiolarilor, silicoflagelatelor, ebriaceelor și, parțial, al dinoflagelatelor cantonate în acest orizont. Materialul este forte vast și cere un timp îndelungat de cercetare. De aceea, în cele ce urmează vor fi prezentate numai cîteva informații relative la grupele silicioase inventariate pînă în prezent, urmînd ca în anii următori să fie date pe rînd rezultatele privind fiecare grup sistematic studiat.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 227–241 București 1968

Orizontul argilos cu radiolari, separat în anul 1943 de către Gr. Popescu (10) şi Fl. Olteanu (9), este constituit în mod preponderent dintr-o succesiune de argile, mai rar marne, de culoare cenuşie, cenuşie închis, cafenie, uneori galbenă-ocru, bine stratificate. Din loc în loc, în ele se intercalează strate centimetrice sau decimetrice de tufuri vulcanice, a căror participare poate ajunge în mod excepţional la jumătate din grosimea orizontului.

Probabil că acest material eruptiv, în asociaţie cu celelalte condiţii fizico-chimice ale mediului marin respectiv, a permis dezvoltarea exuberantă a unui microplancton silicios, alături de unul calcaros, relativ mai sărac. Astfel, pe lîngă radiolari, care dau nota predominantă pe toată succesiunea corespunzătoare orizontului, iau parte silicoflagelate, diatomee, ebriacee, dinoflagelate, histrichosferide, chrysomonadine, ca şi foraminifere, cocolitoforidee, discoasteride, pteropode etc. Ca bentos, spiculii de spongieri sînt totdeauna prezenţi, uneori cu o frecvenţă însemnată.

O asemenea remarcabilă diversitate de grupe, cu o înflorire atît de exuberantă a organismelor silicioase, se pare că nu se mai observă în nici un alt depozit terţiar din ţara noastră. Prin acest caracter, asociaţia de microfosile caracteristică orizontului argilos cu radiolari se individualizează net de asociaţiile orizonturilor adiacente : în bază de cea a orizontului breciei sării, cu un pronunţat caracter azoic, iar la partea superioară de cea a marnelor cu *Spirialis*, în care o parte din grupele enumerate mai sus nu mai participă sau participă în cu totul alte procente sau compoziţii specifice. Aceste diferenţe sînt date mai curînd de modificări în condiţiile paleoecologice ale bazinelor respective decît de o evoluţie propriu-zisă a microfosilelor.

★

Cele cîteva lucrări referitoare la microorganismele silicioase din orizontul discutat sînt de dată relativ recentă. Astfel, prezenţa radiolarilor în asociaţie cu globigerinide, diatomee şi spiculi de spongieri este amintită pentru prima oară de O. Protescu (1920). Mai tîrziu, M. G. Filipescu (4), într-un studiu micrografic al depozitelor tufacee din anticlinalul Mălăieşti, citează radiolari în asociaţie cu silicoflagelate şi diatomee. Exceptînd radiolarii, care se consideră că s-au dezvoltat într-o lagună de mică adîncime sub influenţa materialului silicios eliberat de erupţiile vulcanice, autorul dă totodată prima listă de silicoflagelate. Între acestea descrie două genuri noi — *Microdistephanus* şi *Lutetianella* —, în cadrul cărora sînt separate ulterior (5) o serie de specii.

Pentru T. Iorgulescu, asociaţia de radiolari a acestui orizont a constituit o preocupare continuă în diversele lucrări de micropaleontologie a miocenului. În această privinţă, cel mai mare interes îl prezintă lucrarea din 1953 (8), în care sînt determinate şi parţial figurate un număr de 17 specii. Este puţin, desigur, dacă ne gîndim că numărul probabil al speciilor se ridică la 150—200, dar îi rămîne meritul de a fi atras atenţia asupra răspîndirii acestui orizont şi asupra abundenţei lui în radiolari.

Din păcate, listele date în diverse reprize nu trebuie luate în consideraţie ca atare, deoarece pentru majoritatea speciilor determinările sînt eronate. Spre exemplu, din cele 17 specii, una singură — *Spongodiscus mediterraneus* Hkl — are o bază reală, pentru celelalte erorile ajungînd

de cele mai multe ori pînă la grad generic. Cauzele constau, desigur, în modul de studiere a radiolarilor, în măririle insuficiente pe care le asigură lupa binoculară. Între foraminifere şi radiolari există o diferenţă netă în ceea ce priveşte tehnica de lucru. Dacă pentru foraminifere mărirea pe care o asigură lupa binoculară este suficientă, radiolarii necesită un studiu sub microscop, la măriri de cîteva sute de ori.

Scheletul silicios al radiolarilor este mult mai fin şi mai complicat, ajungînd la cea mai mare complexitate printre protiste. De aceea, pentru determinarea poziţiei lor sistematice, pentru studiul în general al scheletului lor, trebuie observate nu numai forma cochiliei, forma, numărul şi dispoziţia porilor sau spinilor, ci şi structura internă (spini, camere, cochilii). Or, pentru aceasta, radiolarii se cer montaţi în lichide de imersie şi cercetaţi apoi sub microscop.

Nefolosirea unei astfel de tehnici poate explica, de exemplu, raportarea la *Spongodiscus spiralis* (*op. cit. supra*, pl. VIII, fig. 9) a unor radiolari ce aparţin de fapt genului *Porodiscus*, genuri net deosebite prin structură. Tot astfel se poate explica de ce formele sferice au fost raportate la trei specii ale genului *Cenosphaera*, care este o sferă goală, simplă, în timp ce formele sferice din orizontul argilos cu radiolari conţin, de fapt, una sau două sfere interne, fapt care atrage după sine raportarea la cîteva genuri distincte. Aproape sigur că genul *Cenosphaera* nu-şi are reprezentanţi în acest orizont, astfel încît crearea pentru timpul corespunzător lui a zonei cu *Cenosphaera reticulata*, cum s-a făcut într-o lucrare recentă (1), este eronată.

Este regretabil de asemenea că, în lipsa unei lucrări speciale pentru aceşti radiolari, lucrarea din 1953 a lui T. Iorgulescu, care nu are pretenţia de a fi un determinator, a fost luată ca bază în determinările ulterioare de radiolari nu numai din orizontul discutat, ci şi din depozite mai vechi, mergînd pînă în cretacicul inferior (1). Ca rezultat, specii ca *Cenosphaera favosa*, *Spongellipsis laevis* (amîndouă inexistente, de fapt, în tortonianul de la noi) şi *Spongodiscus mediterraneus* sînt citate în aproape toate etajele, începînd din valanginian.

Concluziile care ar decurge de aici ar fi în acord cu părerile mai vechi privitoare la valoarea stratigrafică a radiolarilor şi nu ar fi de loc încurajatoare pentru geologii stratigrafi. Ar rezulta o idee falsă, şi anume lipsa evoluţiei celor mai mulţi radiolari pe o lungă perioadă de timp, de unde imposibilitatea folosirii lor în scopuri cronologice, în practica datării depozitelor geologice în care sînt cantonaţi.

Or, trebuie să admitem — şi faptele dovedesc neîndoielnic — că, la fel cu orice grup de organisme, radiolarii nu constituie o excepţie şi nu au rămas pe loc în marşul general al evoluţiei. Cercetările recente din diferite ţări, ca şi materialele din ţara noastră, dovedesc cu prisosinţă că asociaţiile de radiolari de vîrste deosebite diferă între ele, ca şi cele de foraminifere, de exemplu, şi că pe baza lor se pot stabili zone biostratigrafice, ca şi pentru acestea din urmă. Amploarea pe care au luat-o studiile radiolarilor fosili în S.U.A. şi în special în U.R.S.S., unde există o numeroasă echipă de radiolarişti, se bazează tocmai pe posibilitatea folosirii lor în scopuri biostratigrafice. Pentru ca această posibilitate să aibă cît mai multe şanse de reuşită, trebuie, desigur, studiate mai întîi cît mai multe asociaţii bine datate, cu care să fie comparate asociaţiile de vîrstă

necunoscută. De asemenea trebuie pus la punct sistemul taxonomic curent, rămas cu foarte puține modificări de la Haeckel, deoarece are clare imperfecțiuni.

★

Spre deosebire de toate asociațiile fosile de radiolari de diverse vîrste, în care singurele resturi erau date de specii de spumelari și naselari, la alcătuirea asociației de radiolari a orizontului argilos cu radiolari iau parte reprezentanți a trei ordine : *Spumellaria*, *Nasselaria* și *Phaeodaria*. Primele două dau caracterul asociației, în timp ce al treilea este reprezentat numai prin cîteva specii.

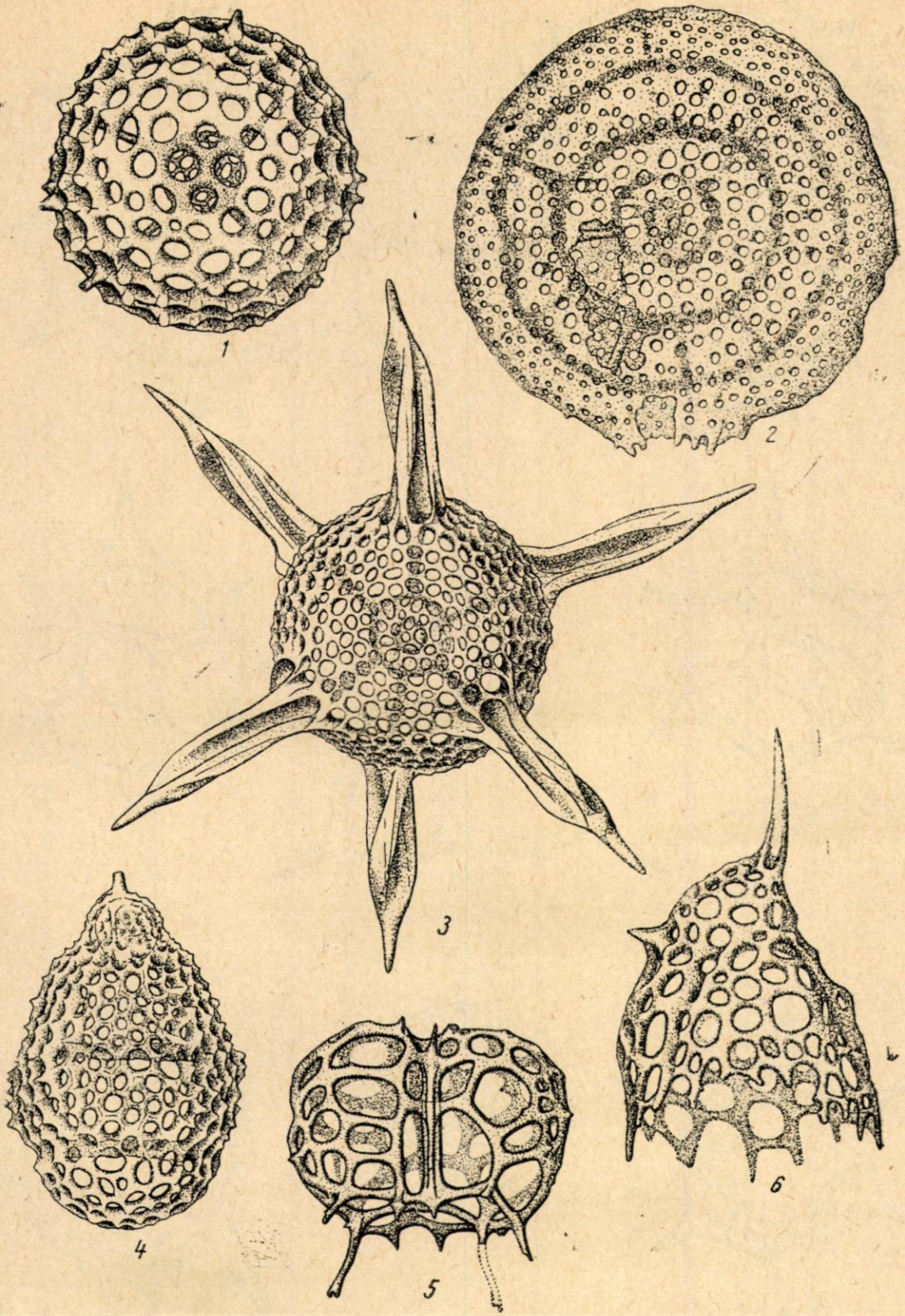
În general, radiolarii sînt admirabil conservați în silice inițială transparentă (opal). Foarte rar, opalul este cristalizat în calcedonie, în care caz testul transparent se opacizează, căpătînd o culoare albă-lăptoasă. Tot atît de rar, în special în argilele puternic sulfuroase, se întîlnesc cochilii epigenizate parțial în pirită. Recristalizarea opalului în calcedonie și piritizarea lui, păstrînd perfect toate caracterele morfologice de detaliu ale cochiliei, nu împiedică determinarea acestora.

Asociația de radiolari este foarte abundentă atît cantitativ, cît și calitativ. După o primă aproximație, numărul speciilor ajunge la 150 — —200. Deoarece în majoritate e vorba de taxoni noi (specii sau genuri), pînă în prezent n-au putut fi determinate decît cîteva specii, ca : *Hexacontium* cf. *drymodes* Hkl., *Centrocubus* cf. *mediterranensis* Holl. et Enjum., *Diplospongus* cf. *dendrophorus* Mast, *Ommatodiscus circularis* Carn., *Spongodiscus mediterraneus* Hkl., *Cyrtocapsa miocaenica* Vin., *Eucyrtidium* cf. *calvertense* Martin, *Lithomelissa charlestonensis* (?) Clark and Campb. În afară de acestea, numeroase specii aparțin genurilor *Siphonosphaera*, *Carposphaera*, *Hexalonche*, *Hexacontium*, *Rhizoplegma*, *Cromyodruppa* (?), *Peripanicium* (?), *Excentrodiscus* (?), *Ommatodiscus*, *Porodiscus*, *Spongodiscus*, *Spongopyle*, *Rhopalodictyum*, *Dictyocoryne*, *Tetrapyle* etc., dintre spumelari, și genurilor *Zygocircus*, *Tristylospyris*, *Ceratospyris*, *Petalospyris*, *Lithomelissa*, *Lithamphora*, *Bathrocalpis*, *Stichocorys*, *Cyrtocapsa*, *Theoconus*, *Eucyrtidium*, *Pterocorys*, *Lithornithium*, *Acrobotrys* etc., dintre naselari.

Sub aspect general, întreaga asociație prezintă afinități cu unele din faunele descrise din miocenul italian și mai ales cu cea figurată recent din Tegelul de Baden. Însă pînă la completa determinare a speciilor este dificil de făcut comparații amănunțite cu oricare din faunele cunoscute.

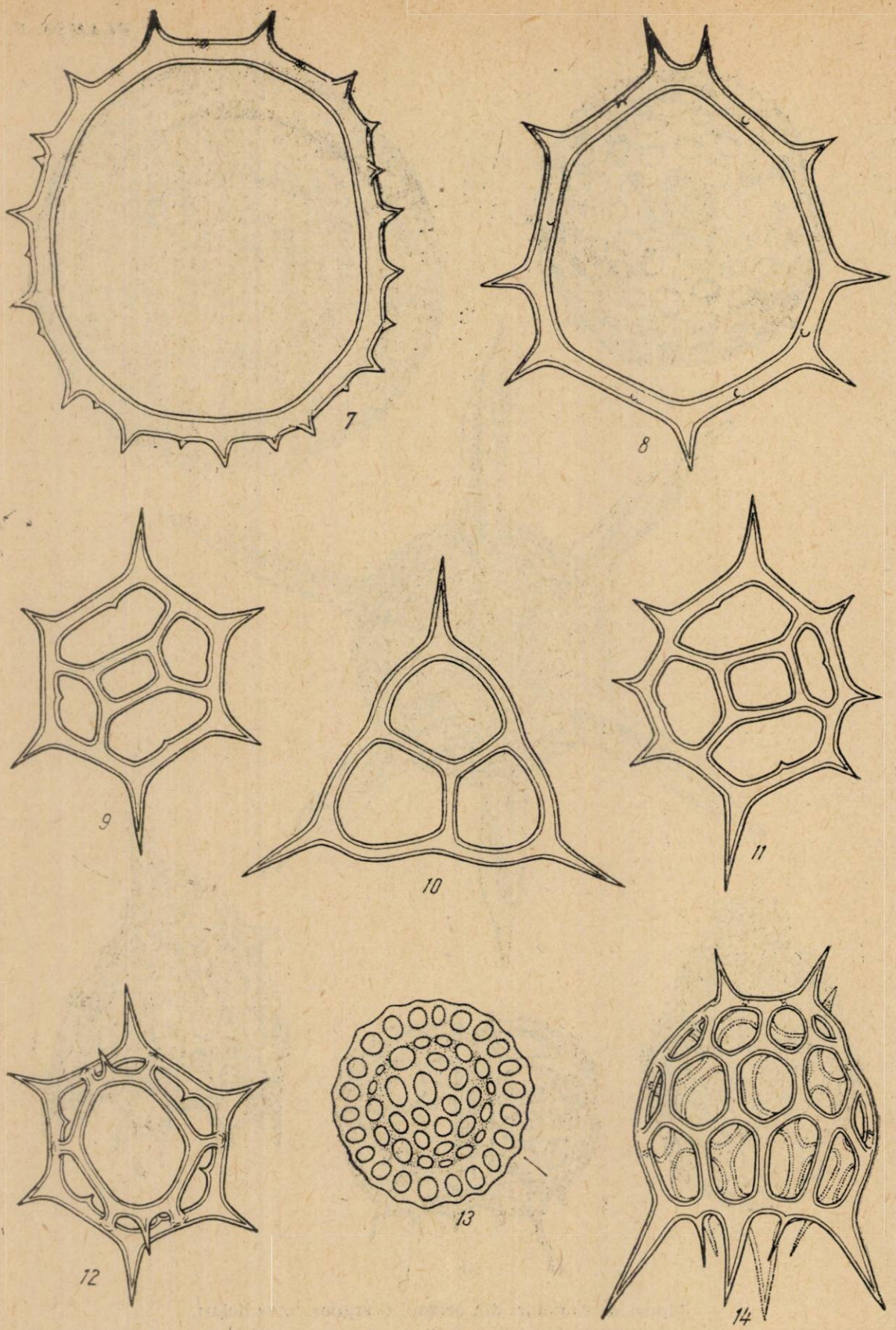
Un loc aparte în asociația de radiolari discutați îl reprezintă fauna de feodari, pentru care în orizontul argilos cu radiolari au existat condiții favorabile de conservare. Se știe că, datorită scheletului parțial silicios, conservarea lor în stare fosilă, spre deosebire de celelalte două grupe, are foarte puține șanse de reușită. Așa se explică de ce aproape toate depozitele vechi cu radiolari sînt constituite numai din reprezentanți ai ordinelor *Spumellaria* și *Nassellaria*. Descoperirea resturilor de feodari, alături de ceilalți radiolari, constituie un fapt interesant, oferind primele mărturii fosile ale acestui grup atît de divers și de bine reprezentat în mările actuale.

Pînă în prezent, aparițiile lor se limitează la localitățile Fințești și Udrești, în Muntenia de est, și la Ocnele Mari și Păușești—Otăsău, în Depresiunea Getică. În primele două localități, asociația este aproape



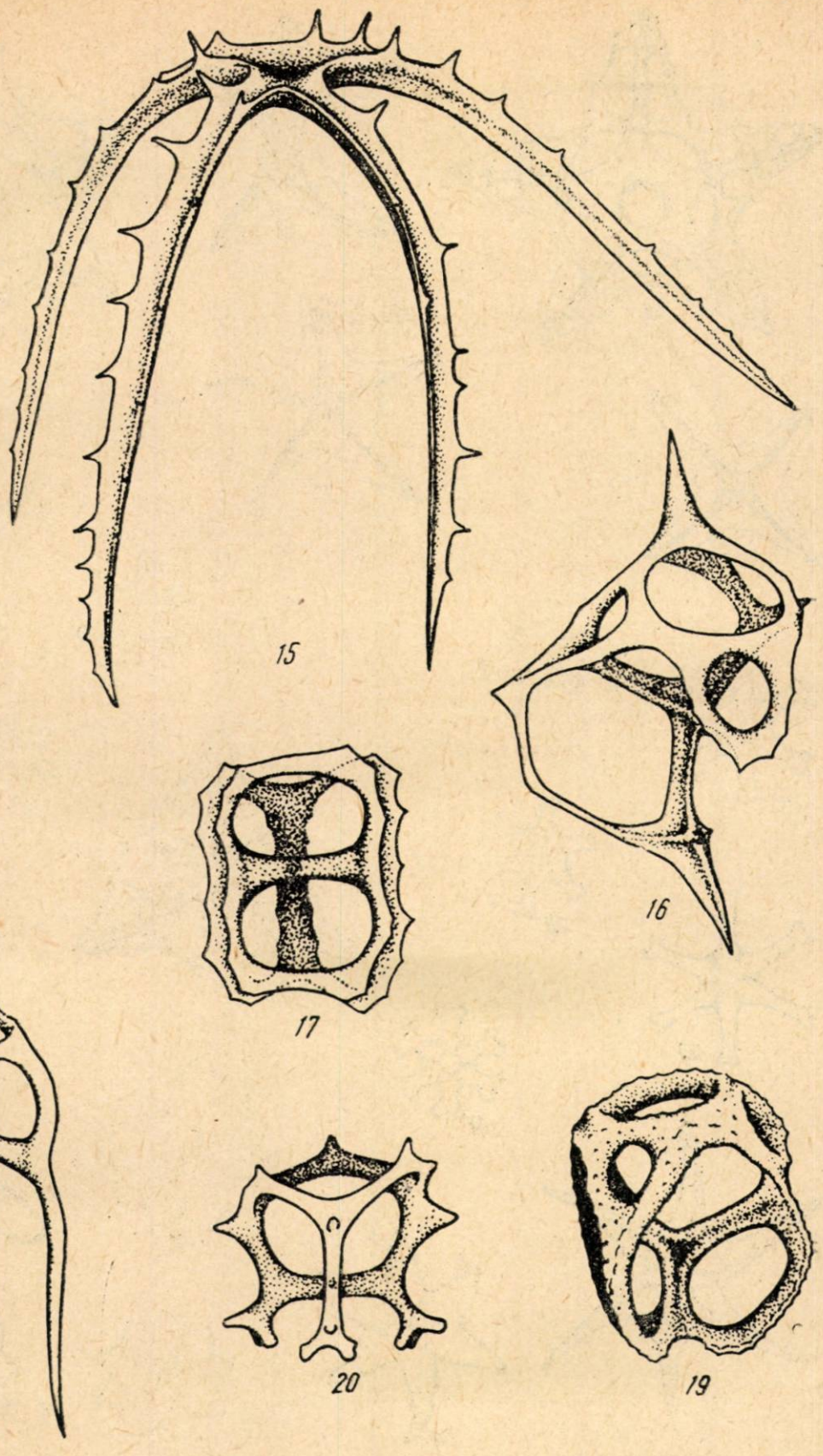
Tipuri de radiolari din orizontul argilos cu radiolari.

1, Hexalonche sp.; *2, Ommatodiscus circularis* Carn.; *3, Hexacontium* sp.; *4, Cyrtocapsa* sp.; *5, Ceratospyris* sp.; *6, Lithomelissa* (?) *charlestonensis* Clark and Campb.



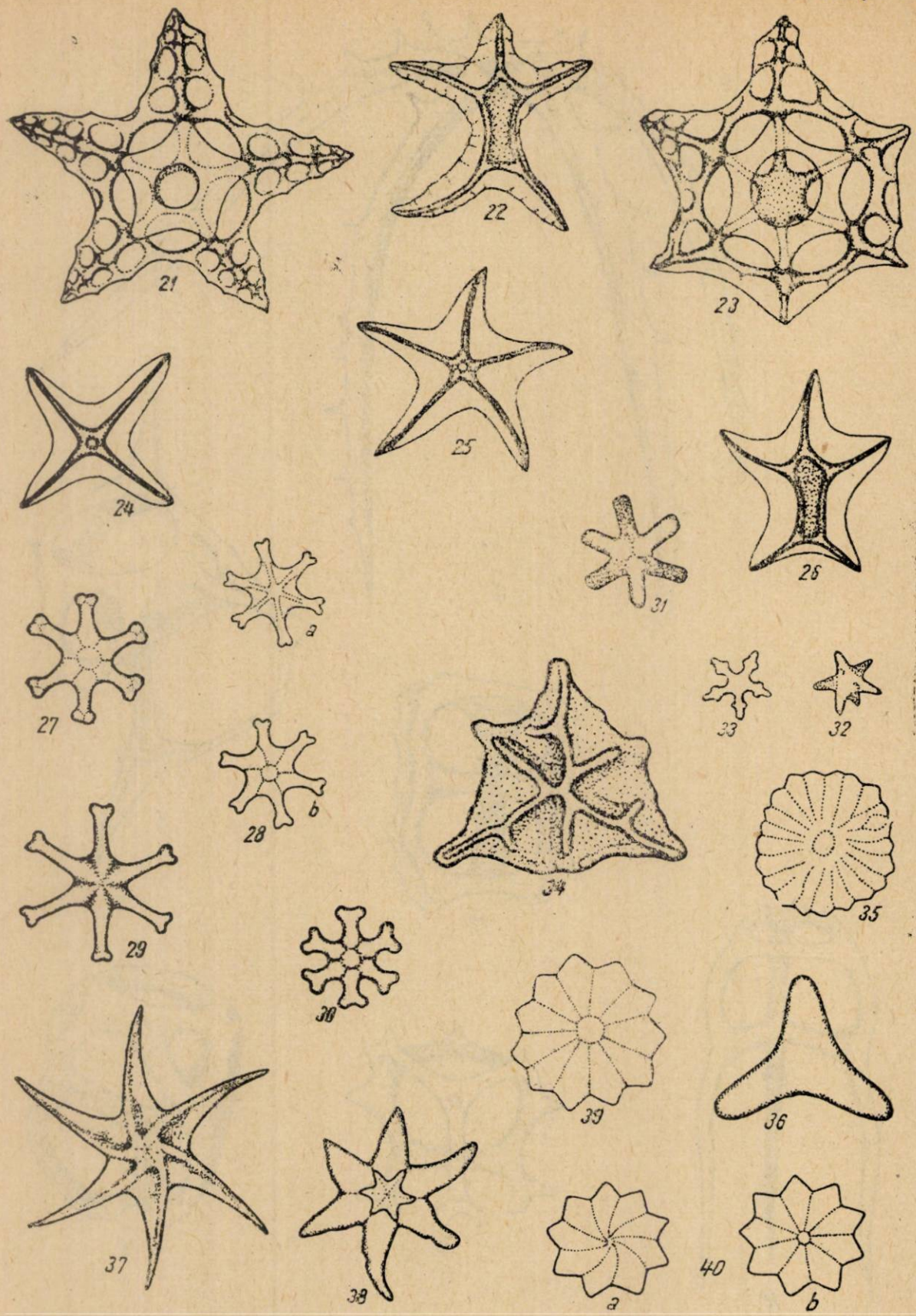
Tipuri de silicoflagelate din orizontul argilos cu radiolari.

7, *Paradictyocha polyactis* (Ehr.) Freng.; 8, *P. polymorpha* Lemm.; 9, *Dictyocha bachmanni* Dumitr.; 10, *Corbisema triacantha* (Ehr.) ssp.; 11, *Dictyocha stauracantha* Ehr.; 12, *D. speculum* Ehr.; 13, *Pseudorocella corona* Defl.; 14, *Cannopilus miltiadei* n. sp.



Tipuri de ebriacee din orizontul argilos cu radiolari.

15, *Carduifolia gracilis* Hov.; 16, *Hermesinum longispinosum* (Hov.) Defl.; 17, *Ammodochium rectangulare* (Schulz); 18, *Parathranium clathratum* (Ehr.); 19, *H. schulzi* Hov.; 20, *Thranium* sp.



Tipuri de dinoflagelate și discoasteride.

21, 23 și 25, *Actiniscus elegans* Ehr.; 22 și 26, *A. elongatus* n. sp.; 24, *A. tetrasterias* Ehr.; 27—30, *Discoaster challengeri* Bram. and Ried.; 28 *a*, *b*, același exemplar văzut pe ambele fețe; 31 și 32, *Marthasterites contortus* (Strad.) Defl.; 33, *Discoaster binodosus* Mart.; 34, *Lithostromation perdurum* Defl.; 35, *Discoaster multiradiatus* Bram. and Ried.; 36, *Marthasterites robustus* Strad.; 37 și 38, *Discoaster lodoensis* Bram. and Ried.; 39 și 40, *D. barbadiensis* Tan Sin Hok; 40 *a*, *b*, același exemplar văzut pe cele două fețe.

monospecifică (cu *Protocystis fossilis*), în timp ce în ultimele este conținută toată fauna de feodari. Ei se cantonează de obicei spre partea superioară a orizontului, în marne cenușii sau brun-gălbui. Fauna de feodari, descrisă în două note recente (2), (3), este constituită din următoarele specii : *Lithogromia reschetnjakae* Dumitr., *Protocystis tortonica* Dumitr., *P. fossilis* Dumitr., *P. deflandrei* Dumitr., *Challengeranium torquatum* Dumitr., *Geticella compressa* Dumitr., *Porospathis* sp.

Exceptînd ultima și penultima specie, care constituie probabil o familie distinctă printre feodari, celelalte specii aparțin toate unei singure familii — *Challengeridae* —, la ai cărei reprezentanți actuali se observă o foarte interesantă răspîndire pe verticală în funcție de temperatura și adîncimea apei. Astfel, în stratele superficiale, mai calde, ale apei predomină speciile mici de chalengeride, în timp ce la adîncimi mai mari, cu ape reci, sînt specii de dimensiuni mai mari. Conform cu datele stabilite pentru formele actuale, speciile tortoniene enumerate mai sus s-ar încadra după dimensiuni în orizontul de 50—400 m. Cochilii de dimensiuni mai mari, care să indice o adîncime mai mare a coloanei de apă, nu au fost întîlnite în nici unul din punctele amintite. Interesant este că asociația aceasta de feodari, constituită aproape exclusiv din chalengeride, ar corespunde de asemenea orizontului actual cu chalengeride („Challengerideschicht"), separat de H a e c k e r și încadrat în aceleași limite de adîncime (50—400 m). Fără îndoială însă că în conservarea aproape exclusivă a chalengeridelor a intervenit și fenomenul de fosilizare, care a distrus celelalte schelete mai puțin silicioase.

★

Alături de radiolari, silicoflagelatele se distribuie cu o mare frecvență pe toată succesiunea orizontului. Pe aceste grupe de microfosile le leagă condițiile ecologice favorabile. Silicoflagelatele au însă o valență ecologică foarte asemănătoare cu cea a diatomeelor, cu care se găsesc aproape totdeauna împreună. Or, și acestea din urmă sînt foarte bine reprezentate aici.

Cercetarea silicoflagelatelor a relevat o clară deosebire între asociațiile de diverse vîrste și deci posibilitatea folosirii lor cu succes în scopuri biostratigrafice.

Comparativ cu lista dată de M. G. F i l i p e s c u (4), asociația de silicoflagelate din orizontul argilos cu radiolari se dovedește cu mult mai bogată. Ea constituie o floră caracteristică , compusă din speciile : *Corbisema triacantha* (Ehr.), *Dictyocha fibula* Ehr., *D. ausonia* Defl., *D. crux* Ehr., *D. schauinslandii* Lemm., *D. stauracantha* Ehr., *D. bachmanni* Dumitr., *D. speculum* Ehr., *Cannopilus hemisphaericus* (Ehr.) Hkl., *C. ernestinae* Bachm., *C.* cf. *schulzi* Defl., *C. picassoi* Strad. ssp., *C. miltiadei* n. sp., *Mesocena elliptica* (Ehr.) Defl., *M. apiculata* (Schulz) Defl., *Paradictyocha polyactis* (Ehr.) Freng., *P. polymorpha* Lemm., *Pseudorocella corona* Defl. etc.

Cele cinci specii de *Cannopilus* citate dau asociației un caracter miocen tipic, așezînd-o alături de asociațiile miocene descrise recent în diferite țări. În același timp, prezența în mare cantitate a unor specii, ca *Dictyocha bachmanni*, *D. stauracantha*, *Cannopilus miltiadei*, *Paradictyocha polyactis* și altele, o caracterizează și o individualizează net de aceste aso-

ciaţii. Nu este vorba probabil de un endemism, silicoflagelatele prin modul lor de viaţă planctonic excluzînd în general endemismul, ci de diferenţe nu prea însemnate de vîrstă. Actualmente, nefiind descrise decît prea puţine asociaţii bine datate, corelările regionale pe bază de silicoflagelate sînt încă sărace. Ţinînd cont însă că aceste flagelate silicioase au evoluat destul de rapid în terţiar, şi în miocen ca atare, folosirea lor cu succes în lucrările biostratigrafice viitoare este foarte probabilă.

Asociaţia de silicoflagelate din orizontul argilos cu radiolari îşi încetează existenţa o dată cu trecerea la orizontul marnelor cu *Spirialis*. În regiunea Rîmnicu Vîlcea — Ocnele Mari — Băile Govora — Păuşeşti Otăsău şi, probabil, şi în Muntenia de est, la Dobrota, peste orizontul argilos cu radiolari se dispune o succesiune de marne gălbui, uneori albgălbui, uşoare, bine stratificate, care corespund orizontului marnelor cu *Spirialis*, buglovianului şi sarmaţianului inferior (11) şi care cuprind o floră de silicoflagelate de un tip nou şi cu totul deosebit în raport cu cea descrisă mai sus. Din ea lipsesc speciile evoluate ale genului *Cannopilus*, precum şi marea majoritate a speciilor din orizontul subiacent. Prin caracterele ei, această asociaţie nouă se poate compara cu cea din sarmaţianul inferior de la Miniş sau cu cea sincronă din Iugoslavia. Lipsa radiolarilor şi brusca schimbare a compoziţiei specifice a silicoflagelatelor şi diatomeelor din această asociaţie sînt datorate probabil caracterului salmastru al apelor respective.

★

Legate de asemenea ecologic de diatomee, ebriaceele sînt foarte frecvente în orizontul argilos cu radiolari, fiind reprezentate prin specii miocene cunoscute. Exclusiva lor cercetare de către biologi şi inexistenţa descrierii unor asociaţii propriu-zise, bine datate, au avut ca rezultat necunoaşterea nu numai a valorii stratigrafice a acestor organisme, dar şi a spectrelor diferiţilor factori ecologici. Se pare însă că ele se dovedesc mai puţin sensibile la variaţiile salinităţii, sînt deci eurihaline, deoarece, în comparaţie cu grupele discutate mai sus, aproape aceleaşi specii de ebriacee se întîlnesc atît în orizontul argilos cu radiolari, cît şi în depozitele buglovian-sarmaţiene salmastre din regiunea Rîmnicu Vîlcea.

În ceea ce priveşte compoziţia specifică a florei de ebriacee din orizontul argilos cu radiolari, nu pot fi date la ora actuală decît informaţii parţiale, studiul lor nefiind încă terminat. Este vorba, printre altele, de specii ca : *Ammodochium rectangulare* (Schulz), *Parathranium clathratum* (Ehr.), *Thranium* sp., *Hermesinum longispinosum* (Hov.) Defl., *H. s hulzi* Hov., *Carduifolia gracilis* Hov., *C. apiculata* Hov. etc.

★

O grupă cantitativ abundentă în orizontul argilos cu radiolari, dar săracă din punct de vedere calitativ o constituie dinoflagelatele familiei *Gymnosclerotidae*. Grup apropiat de radiolari prin prezenţa unei capsule centrale şi a unui schelet silicios intern, aceste remarcabile organisme se găsesc reprezentate numai prin două sau trei specii ale genului *Actiniscus*, şi anume : *Actiniscus elegans* Ehr. (cu cinci sau şase braţe). *A. tetrasterias* Ehr. (cu patru braţe), precum şi o nouă specie **A. elongatus* n. sp. (pl. IV, fig. 22 şi 26), caracterizată printr-o stea pentagonală, alungită după o axă ce trece prin unul din braţe.

Prezența lor în număr mare alături de celelalte grupe constituie o caracteristică a orizontului în raport cu orizonturile adiacente, ele dispărînd o dată cu trecerea la orizontul marnelor cu *Spirialis*.

Scheletul la *Actiniscus* este constituit dintr-o placă silicioasă stelată și convexă, cu brațele în secțiune triedrică. Se consideră tinere exemplarele cu ornamentație simplă și adulte cele la care ornamentația se complică prin apariția unor nervuri laterale, a unor tuberculi sau a unei plăci apicale poligonale cu un mare orificiu central. În timpul vieții, două astfel de stele se dispun față în față prin partea concavă, cîte una de fiecare emisferă. Această poziție se conservă uneori și în stare fosilă. Atît în diverse depozite miocene, cît și în materialul nostru se întîlnesc frecvent astfel de perechi lipite prin vîrfurile razelor. Ca și radiolarii, aceste specii nu se întîlnesc mai sus de orizontul argilos cu radiolari, fapt care pledează în favoarea caracterului stenohalin al lor.

*

Asupra acestor grupe mi-am îndreptat în special atenția în cercetarea micropaleontologică a depozitelor tortoniene în general și a orizontului argilos cu radiolari în special. În afara lor sînt numeroase diatomeele, cocolitoforideele și discoasteridele, ca și foraminiferele. Diatomeele dau de asemenea o asociație caracteristică, în timp ce cele trei grupe de microfosile calcaroase trec la orizontul marnelor cu *Spirialis* cu o compoziție specifică mai puțin schimbată. Cu titlu informativ, discoasteridele sînt reprezentate prin specii clasice, ca : *Discoaster challengeri* Bram. and Ried., *D. binodosus* Martini, *D. lodoensis* Bram. and Ried., *D. barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. multiradiatus* Bram. and Ried., *Lithostromation perdurum* Defl., *Marthasterites contortus* (Strad.) Defl., *M. robustus* Strad. etc. Specii care să aparțină la tipurile noi descrise de M. G. Filipescu și E. Hanganu (6) nu par să coexiste cu acestea în orizontul argilos cu radiolari.

CONSIDERAȚII PALEOECOLOGICE

Orizontul argilos cu radiolari studiat cu această ocazie numai din Depresiunea Getică și Depresiunea Subcarpatică românească este știut că are un areal cu mult mai întins, fapt care îl face un excelent orizont reper. Îl găsim cu aceleași caractere în Bazinul Transilvaniei, în Maramureș, precum și pe teritoriul Uniunii Sovietice, în cuprinsul seriei de Verboveț (în Subcarpați) și parțial în seriile de Tereblinsk și Solotvin (în Transcarpați).

După datele informative personale sau din literatură, asociația de microfosile silicioase se păstrează în general aceeași pretutindeni, cu rezerva că cea mai bogată se constată în Depresiunea Getică și în Subcarpații de la Curbură, ea sărăcind în bazinele din interiorul arcului carpatic, unde crește, în schimb, frecvența foraminiferelor. În orice caz, largul areal al orizontului, cu asociația arătată, vorbește în favoarea unei constanțe regionale a factorilor fizico-chimici pentru aceste bazine de sedimentare în perioada respectivă.

O dată cu trecerea la orizontul superior, al marnelor cu *Spirialis*, regimul marin se schimbă. Ca urmare probabil a scăderii conținutului în

silice, microplanctonul silicios dispare în cea mai mare parte în favoarea microplanctonului calcaros, care ia amploare. Modificările primului sînt mult mai însemnate decît ale celui din urmă. Există aici deci un important prag bionomic.

Totodată, la acest nivel de schimbare a echilibrului biologic are loc şi o schimbare în litologie, în echilibrul silice-carbonat de calciu. Dacă în orizontul argilos cu radiolari silicea predomină, sedimentele fiind constituite din argile, marne argiloase, uneori strate de silicifieri, în orizontul marnos cu *Spirialis* balanţa înclină spre cel de-al doilea component, avînd ca rezultat dezvoltarea depozitelor marnoase.

Înflorirea atît de exuberantă a microorganismelor silicioase este considerată a fi în funcţie de aportul mare de silice endogenă, rezultată din erupţiile care au făcut să se depună şi desele intercalaţii de tufuri dacitice. M. G. Filipescu (4) considera astfel acest orizont ca o serie lagunară, de mică adîncime, în care au existat condiţii favorabile pentru ca radiolarii şi alte organisme silicioase să descompună produsele vulcanice şi să pună în libertate silicea necesară scheletului lor.

Referitor la valorile adîncimii Bazinelor Getic şi Subcarpatic în perioada respectivă, este greu încă de spus ceva pe baza studiului planctonului silicios, deoarece activitatea vitală a silicoflagelatelor, ebriaceelor şi diatomeelor, fiind legată de lumină, se desfăşoară în stratele superficiale ale apei, iar în ceea ce priveşte radiolarii se cunosc încă puţine date privind repartiţia batimetrică. Singure chalengeridele, dintre feodari, pot da în momentul de faţă date mai precise. Aşa cum am arătat mai sus, exemplarele noastre ar corespunde, după mărimea cochiliei, orizontului de 50—400 m.

În ceea ce priveşte salinitatea, radiolarii ne dau de asemenea indicaţii preţioase. Ei sînt organisme stenohaline şi, deoarece speciile actuale trăiesc în mări şi oceane la o salinitate de 32—38‰, e de presupus că în perioada sedimentării orizontului argilos cu radiolari salinitatea nu depăşea aceste limite.

Descifrarea tuturor factorilor ecologici este astăzi încă dificil de făcut în lipsa unor date suficiente pentru speciile actuale. În stadiul actual al cunoştinţelor, lansarea prea departe în astfel de reconstituiri are caracter de pură speculaţie. Însă cunoaşterea lor este foarte necesară atît pentru stratigrafie, cît şi pentru paleontologie. În acest mod am putea găsi, între altele, explicaţia atît a dezvoltării abundente a organismelor silicioase, cît şi a dispariţiei lor.

CONSIDÉRATIONS MICROPALÉONTOLOGIQUES SUR L'HORIZON ARGILEUX À RADIOLAIRES DU TORTONIEN DE LA RÉGION CARPATIQUE

RÉSUMÉ

Dans la région carpatique roumaine, vers la base du Tortonien supérieur, se développe constamment une série de dépôts argileux contenant un très riche microplancton siliceux (Radiolaires, Silicoflagellés,

Dinoflagellés du genre *Actiniscus*, Ebriédiens, Diatomées, etc.). Cette série est connue le plus souvent dans la littérature géologique sous le nom de «l'horizon des schistes argileux à Radiolaires», vu ses traits lithologiques et fauniques. Caractérisé par une grande aire d'extension tant à l'intérieur qu'à l'extérieur de l'arc carpatique et nettement individualisé par son assemblage de microfossiles, il constitue un excellent horizon-repère pour la corrélation des dépôts miocènes.

J'ai commencé, il y a quelques années, l'étude des microorganismes siliceux. Le matériel étant très riche, je me limite dans cette note seulement à un inventaire préliminaire des espèces déterminées. Les résultats des recherches entreprises pour chaque grand groupe systématique seront publiés plus tard.

Les Radiolaires, représentés par les trois grands ordres actuels — *Spumellaria*, *Nassellaria* et *Phaeodaria* constituent le composant organique principal. Avec les Silicoflagellés, Dinoflagellés et Diatomées, ils donnent une association caractéristique pour cet horizon du Tortonien. En échange, les Ebriédiens se retrouvent avec les mêmes espèces dans le Sarmatien inférieur.

Les Silicoflagellés contiennent des espèces appartenant à 6 genres.

Parmi les Dinoflagellés, le genre *Actiniscus* est très fréquent. *Actiniscus elongatus n. sp.* décrit à cette occasion, est toujours présent à côté d'autres espèces de ce genre.

Le développement si abondant de ce microplancton siliceux a été problablement favorisé par l'existence du matériel éruptif (M. G. Filipescu, 1943), mais cette relation n'est pas si simple, car des tufs volcaniques se retrouvent également dans d'autres horizons du Tortonien marin sans qu'ils déterminent le développement d'un tel microplancton.

Cannopilus miltiadei n. sp.

Pl. II, fig. 14

Squelette constitué par un anneau basal carré, à quatre cornes radiales disposées obliquement au-dessous de l'appareil apical et quatre épines de soutien souvent bien développées. Appareil apical ovale ou sphérique, constitué fréquemment par 20—30 fenêtres et lié de l'anneau basal par 8—10 baguettes. Épines surnuméraires fréquentes toujours sur la coupole de l'appareil apical.

Holotype : pl. II, fig. 14, prép. 1315, Păușești — Otăsău (Dépression Gétique).

Dimensions : diamètre de l'appareil apical 24—30 μ, hauteur de l'appareil apical 25—27 μ, diamètre de l'anneau basal 18—25 μ.

Distribution : horizon des Schistes à Radiolaires de la zone précarpatique, particulièrement dans la Dépression Gétique.

Observations : Par les quatre cornes radiales *C. miltiadei* a des étroites affinités avec *C. tetraceros* DEFL. du Miocène d'Espagne et du Japon. Mais cette dernière espèce diffère de *C. miltiadei* par l'absence des épines de soutien, par son appareil apical très baissé et surtout par la disposition des cornes radiales par rapport à l'anneau basal. À *C. tetraceros* les cornes radiales sont dirigées latéralement ce qui détermine leur migra-

tion sur les baguettes de l'appareil apical. Ainsi *C. tetraceros* paraîtêtre une espèce plus évoluée que *C. miltiadei.*

L'espèce est dédiée au professeur Miltiade G. Filipescu qui pour la première fois dans ses travaux a signalé et décrit les Flagellés fossiles en Roumanie.

Actiniscus elongatus n. sp.

Pl. IV, fig. 22, 26

Squelette siliceux étoilé, constitué par une plaque pentagonale allongée, à symétrie bilatérale des coins desquelles partent cinq branches courbées dessinant une étoile convexe et disposées trois à une extrémité du pentagone et deux à l'autre extrémité. Les branches ou les rayons ont trois crêtes, deux dans le plan du disque et la troisième sur la partie convexe. Celle-ci est liée avec ses homologues par des crêtes qui dessinent ensemble le contour allongé du pentagone central. L'ornementation, quand elle existe, est représentée par des rides perpendiculaires sur l'axe des branches et par des tubercules situés à l'intersection des rides avec les crêtes supérieures. Des squelettes doubles ont été souvent observés.

Holotype : pl. IV, fig. 22.

Dimensions : L'envergure des branches jusqu'à 20 μ.

Distribution : Horizon des Schistes à Radiolaires de la zone précarpathique.

Observations : La forme pentagonale allongée reste le caractère principal de *A. elongatus*, la détachant facilement de toutes les espèces connues jusqu'à présent. L'ornementation, par comparaison avec *A. elegans* EHR. par exemple, est faiblement relevée.

BIBLIOGRAFIE

1. Costea I. şi Balteş N., *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Bucureşti, 1962.
2. Dumitrică P., *Asupra prezenţei unor radiolari din familia Challengeridae* (ord. *Phaeodaria*) *în tortonianul din Subcarpaţi*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, 1.
3. — *Sur la présence de Phéodaires fossiles dans le Tortonien des Subcarpathes roumaines*, C. R. Acad. Sci. Paris, 1965, **260**.
4. Filipescu M. G., *Les dépôts à Silicoflagellidées et à Radiolaires du Miocène de la région Subcarpatique de Roumanie*, Bull. Soc. Sci. Acad. Roum., 1943, **XXVI**, *4*.
5. — *Formes nouvelles de Silicoflagellidés dans le Miocène sous — Carpatique (Roumanie)*, Rev. Géol. et Géogr., Bucureşti, 1959, **3**, *2*.
6. Filipescu M. G. et Hanganu E., *Sur les Discoastérides du Tertiaire du N—O de l'Oltenie*, Rev. Géol. et Géogr., Bucureşti, 1960, **IV**, *2*.
7. Iorgulescu T., *Elemente de micropaleontologie aplicată*, Bucureşti, 1952.
8. — *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al miocenului superior din Muntenia de est (Prahova şi Buzău)*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
9. Olteanu Fl., *Observaţiuni asupra „breciei sării" cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre R. Teleajen şi P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea*

Pietraru — Buzău), Dări de seamă Inst. geol. Rom. (1943—1944), 1951, **XXXII**.

10. Popescu Gr., *Observațiuni asupra „breciei sării" și a unor masive de sare din zona paleogenă — miocenă a jud. Prahova*, Dări de seamă Inst. geol. Rom. (1943—1944), 1951, **XXXII**.

11. — *Cercetări geologice în reg. Govora — Rm. Vîlcea — Olănești (Depresiunea Getică)*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII**.

Institutul de geologie și geografie al
Academiei Republicii Socialiste România.

Primit în redacție la 6 mai 1966.

ASUPRA PREZENȚEI SCLEROTINITULUI ÎN HUILA CARBONIFERĂ DE PE VALEA DRAGOSELLA (BANAT)

DE

CORNELIA BIȚOIANU și SMĂRĂNDIȚA ILIE

55 (05)

Sinclinalul Dragosella, care este situat în partea de vest a zonei Svinița, este constituit din depozite ce aparțin carboniferului și permianului.

Carboniferul, care formează umplutura acestui sinclinal, se dispune discordant peste cristalin și este reprezentat prin gresii arcoziene cenușii, gresii șistoase verzui cu intercalații de șisturi cărbunoase și cărbuni și prin conglomerate poligene (2).

Din intercalațiile de cărbuni din galeria III, amplasată pe valea Dragosella, am recoltat probe pentru studiul petrografic. În probele colectate de la metrul 13 și 14 am determinat numeroase resturi de ciuperci, reprezentate prin hife, plectenchime și scleroți. După E. Stach (4), aceste resturi, care sînt de origine micologică, aparțin maceralului sclerotinit. K. Beneš (1) întrebuințează însă denumirea de funginit.

Sclerotinitul, în lumină reflectată, apare sub formă de corpuri de culoare cenușie deschisă pînă la albă, cu reflexie mare, avînd un relief foarte pronunțat. În lumină înclinată se prezintă însă negru, neputîndu-se distinge clar. El se poate confunda foarte ușor cu fuzitul, cu care face parte din grupa de macerale, denumită inertinit.

Sclerotinitul apare în special în masa de bază, dar și în vitrinit și fuzinit.

Determinarea sclerotinitului la noi în țară reprezintă un pas înainte în cunoașterea compoziției petrografice și paleontologice a huilelor din zona Svinița.

Formele de sclerotinit întîlnite în huila de la Dragosella au fost stabilite prin metoda secțiunilor lustruite, observîndu-se în special în cele verticale. Ele au fost încadrate în sistemul morfografic al lui E. Stach și W. Pickhardt din anul 1957. Dintre acestea s-au putut deosebi forme ce aparțin genurilor *Crenasclerotes*, *Coronasclerotes* și *Plectosclerotes*.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 243–247 București 1968

Genul Crenasclerotes

Crenasclerotes durus Pickhardt

fig. 1, 2 şi 5 b, × 130

1957 *Crenasclerotes durus* n. sp. W. Pickhardt
p. 143, pl. 15, fig. 1

Această specie se caracterizează printr-un contur oval, neted şi pronunţat. Masa de bază a corpului are culoarea cenuşie deschisă pînă la albă, este omogenă şi reflectă puternic. În interior nu se observă o structură celulară ci se disting elemente structurale, ca : fisuri, crestături şi crăpături mici. Aceste elemente sînt fie liniare, fie ondulate. Mărimea şi numărul lor variază.

Crestăturile nu străbat corpul de la un capăt la altul, ci ele apar fie spre margini, fie spre centru. La unele forme, aceste crestături apar foarte adînci (fig. 1).

Specia menţionată prezintă o duritate mare la lustruire şi arată un relief pronunţat şi umbră lată (de la 7 la 32 μ şi chiar 52 μ).

Această specie are mărimea variabilă : lungimea = 89 — 229 μ; lăţimea = 58 — 149 μ.

Observaţii. Specia descrisă se aseamănă cu cea determinată de W. Pickhardt, din stratul Zollverein (bazinul Ruhr), în westfalian B, dar are o variaţie mai mare de mărime şi diferă doar prin adîncimea crestăturilor.

Ocurenţă. S-au determinat 15 exemplare din proba 2, recoltată de la metrul 14, şi anume din partea superioară a stratului de cărbune.

Crenasclerotes stachii Pickhardt

fig. 3, ×130

1957 *Crenasclerotes stachii* n. sp. W. Pickhardt
p. 142, pl. 14, fig. 1 şi 2

Această specie are un contur aproape circular. Masa de bază a corpului este omogenă şi are culoarea cenuşie pînă la albă. Elementele structurale sînt în număr mare şi străbat aproape în întregime forma, provocîndu-i fragmentarea. Astfel se poate observa cum aceste elemente au ajuns pînă la marginea corpului, întrerupînd-o din loc în loc. În interiorul corpului se observă unele concavităţi, lipsite de structură celulară.

Specia are mărimea cuprinsă între 63 şi 134 μ.

Observaţii. Specia menţionată nu poate fi comparată cu cea determinată de W. Pikchardt, deoarece este mult mai mică şi prezintă numeroase elemente structurale.

Ocurenţă. S-a observat un singur exemplar în proba 2, care a fost recoltată de la metrul 14.

Genul **Coronasclerotes**

Coronasclerotes australis Pickhardt

fig. 4 a şi 5 a, ×130

1957 *Coronasclerotes australis* n. sp. Pickhardt

p. 146, pl. 15, fig. 9

Specia *Coronasclerotes australis* are un contur alungit-eliptic şi neted. Zona marginală reflectă puternic, avînd culoarea cenuşie deschisă spre albă. Ea este omogenă şi are o grosime pînă la 10 μ. În unele locuri prezintă concavităţi. Zona centrală este alcătuită dintr-un ţesut celular neregulat, care o umple în întregime, căpătînd aspectul unor bule.

Mărimea este cuprinsă între 134 şi 314 μ.

Observaţii. Specia descrisă se aseamănă foarte mult cu cea determinată de autorii germani E. Stach şi W. Pickhardt (5) în stratul Greta din Australia, atît ca dimensiune, cît şi ca formă.

După ultimele cercetări ale lui E. Stach (7) şi K. Beneš (1), s-a ajuns la concluzia că genul *Coronasclerotes* nu ar reprezenta corpuri de origine micologică, ci mai degrabă ar fi un rezinit puternic polimerizat, denumit Bullasclerotinit.

Ocurenţă. S-au deosebit 4 exemplare de *Coronasclerotes australis* în proba 2 de la metrul 14 şi în proba 1 de la metrul 13.

În afară de speciile descrise mai sus, care reprezintă spori de ciuperci, s-au mai determinat şi plectenchime, care au rezultat din împletirea mai multor hife.

Genul **Plectosclerotes**

Plectosclerotes implicatus Stach

fig. 6, ×130

1957 *Plectosclerotes implicatus* n. sp. E. Stach

p. 155, pl. 16, fig. 5—11

Specia aceasta are o formă alungită, cu pereţii groşi şi cu o margine destul de pronunţată, care din loc în loc este întreruptă. În interior se observă o structură cu numeroase celule neregulate şi de mărimi diferite. Culoarea sa este cenuşie spre albicioasă.

Observaţii. Specia determinată de noi se deosebeşte de cea observată de E. Stach în huilele din bazinul Ruhr şi din Turcia prin pereţii mai groşi şi prin mărime.

Ocurenţă. S-au găsit mai multe exemplare în cărbunele studiat, şi anume în proba 2, colectată de la metrul 14.

Concluzii

Formele descrise mai sus au fost determinate pentru prima oară în ţara noastră [1].

[1] Această determinare a fost confirmată de cercetătorii germani E. Stach şi W. Pickhardt, cărora le mulţumim pe această cale.

În huilele din sinclinalul Dragosella, sclerotinitul este reprezentat printr-un număr relativ mare de genuri şi specii, de scleroţi şi plectenchime, care se pot observa în masa de bază vitrinitică.

E. Stach şi W. Pickhardt (5) sînt primii cercetători care au încercat să încadreze sclerotinitul într-un sistem morfografic. Ei au observat aceste resturi de ciuperci în bazinul Ruhr, în stratele Hagen, Zollverein şi Blücher III, precum şi în cărbunii din Australia.

Prin observarea sclerotinitului în huilele din sinclinalul situat pe marginea vestică a zonei Sviniţa, se aduc noi contribuţii în legătură cu vîrsta acestor cărbuni.

Astfel, speciile de *Crenasclerotes durus* sînt foarte frecvente în cărbunii de gaz din bazinul Ruhr, din westfalianul A, B şi C, iar în stephanian se întîlnesc rar. Deoarece această specie nu a fost observată nici în cărbunii mezozoici, nici în cei terţiari, ea poate fi considerată ca o formă tipică pentru paleozoic, cu răspîndirea maximă în westfalianul B (E. Stach şi W. Pickhardt, 1957).

Formele de *Coronasclerotes australis* apar mai des în westfalianul B şi C, iar cele de *Plectosclerotes implicatus* sînt prezente în tot carboniferul.

Dintre genurile menţionate mai sus, cele de *Coronasclerotes* şi de *Crenasclerotes* au răspîndirea cea mai mare în huilele de la Dragosella.

Faptele semnalate îndreptăţesc presupunerea că în sinclinalul Dragosella ar putea fi prezent şi westfalianul (B şi C). Această ipoteză a mai fost amintită de altfel şi de Gr. Răileanu şi Al. Semaka (3), care s-au bazat pe date floristice (carboniferul superior s.l.).

Determinarea formelor de sclerotinit face posibilă o paralelizare a huilelor din zona Sviniţa cu huile din alte regiuni mai îndepărtate, cum ar fi bazinul Ruhr.

DAS VORHANDENSEIN DES SKLEROTINITS IN DER STEINKOHLE DES KARBONS IN DRAGOSELLA (BANAT)

ZUSAMMENFASSUNG

Die im westlichen Teil der Sviniţa - Zone befindliche Dragosella-Mulde besteht aus paläozoischen (Karbon und Perm) Ablagerungen.

Im Karbon treten Kohleneinlagerungen auf, die die Mächtigkeit von 0,60 m nicht überschreiten. Die petrographische Analyse dieser Kohlen hob das Vorhandensein des durch Hyphen, Plektenchim und Sklerotien vertretenen Sklerotinits hervor. Sklerotinit wird im Vitrit und Fusinit durch seine hellgraue Farbe, sein hohes Reflexionsvermögen und durch sein stark ausgeprägtes Relief unterschieden.

Die in den Steinkohlen von Dragosella angetroffenen Sklerotinitarten wurden in das morphographische System von E. Stach und W. Pickhardt (1957) eingeordnet. Es wurden folgende Arten bestimmt : *Crenasclerotes durus* Pickh., *Crenasclerotes stachii* Pickh., *Coronasclerotes australis* Pickh. und *Plectosclerotes implicatus* Stach.

Durch das Vorhandensein der erwähnten Arten wird das Bestehen des B- und C-Westphalians in dieser Zone erwiesen.

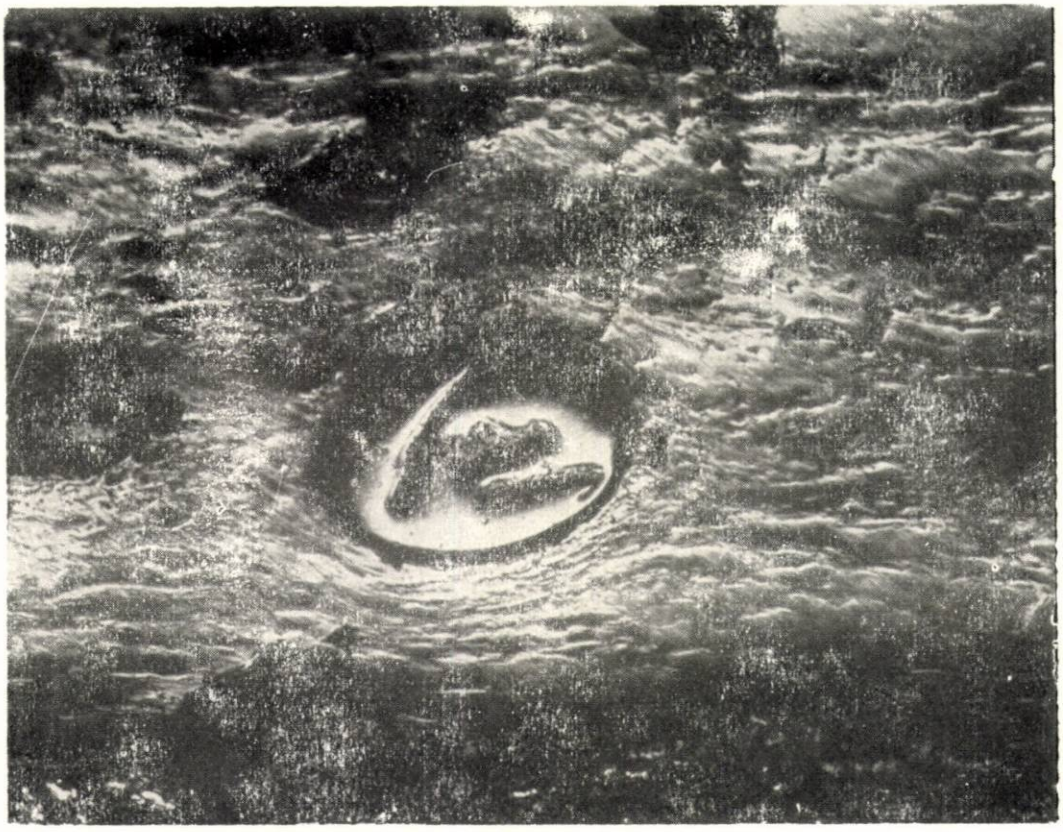


Fig. 1. — *Crenasclerotes durus* Pickhardt.

Fig. 2. — *Crenasclerotes durus* Pickhardt.

Fig. 3. — *Crenasclerotes stachii* Pickhardt.

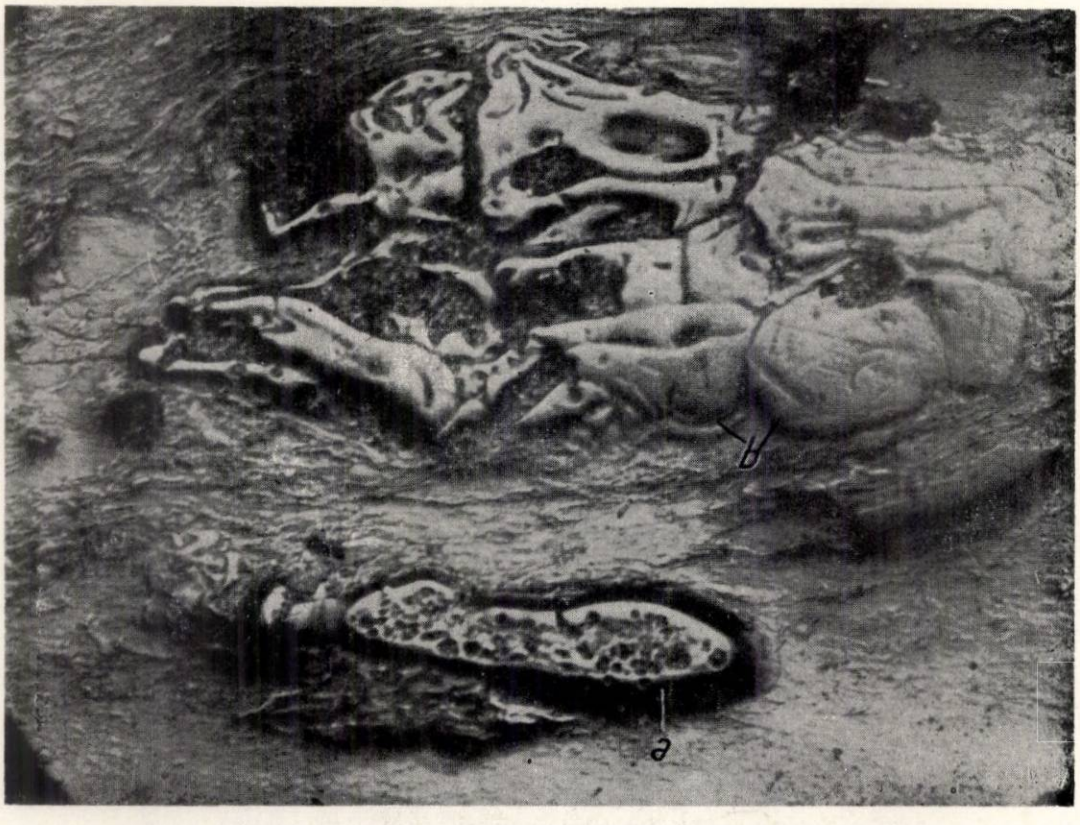


Fig. 4. — a, *Coronasclerotes australis* Pickhardt.
b, Plectenchim.

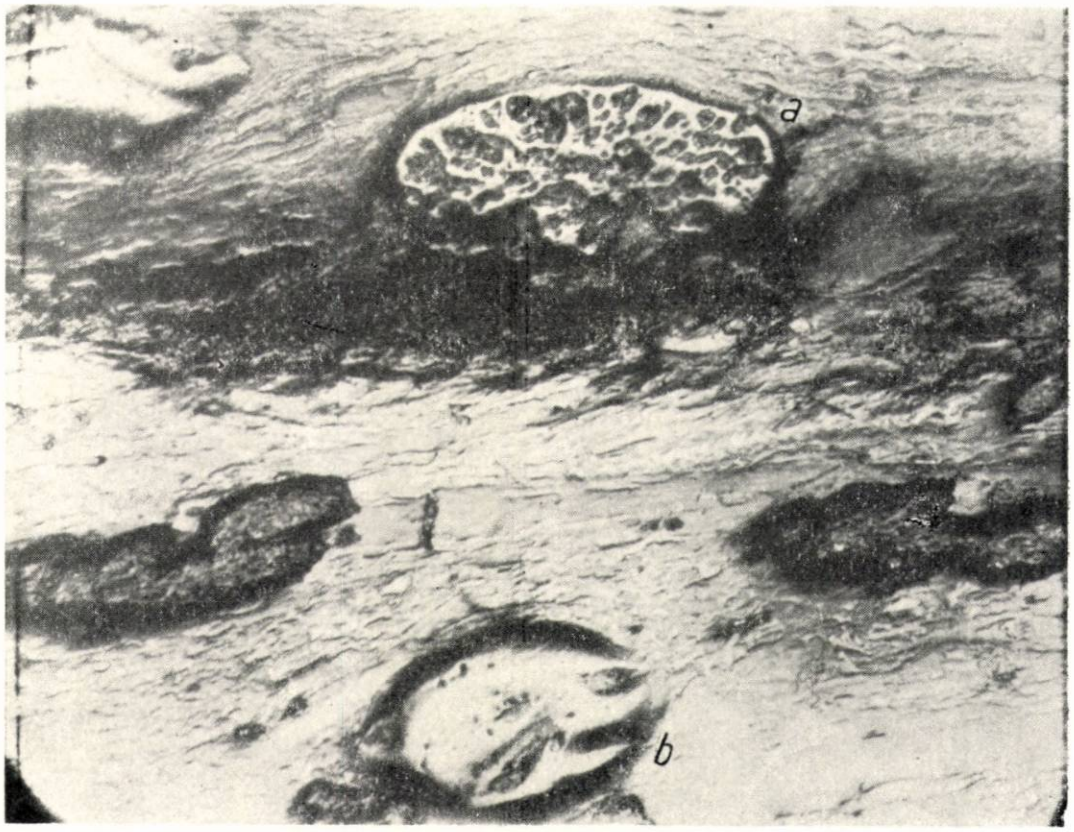


Fig. 5. — a, *Coronasclerotes australis* Pickhardt.
b, *Crenasclerotes durus* Pickhardt.

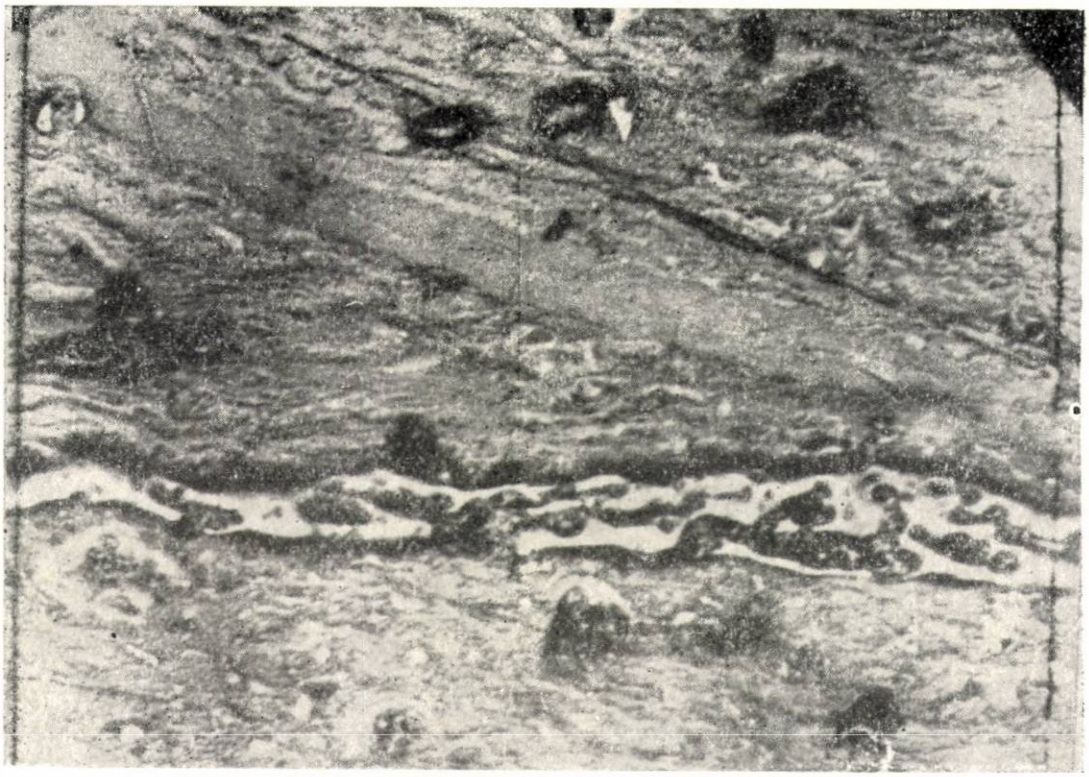


Fig. 6. — *Plectosclerotes implicatus* Stach.

BIBLIOGRAFIE

1. BENEŠ K., *Les perspectives de la recherche paléomycologique des charbons*, C. R. Congr. Strat. Géol. Carbonif., Paris, 1964, **III**.
2. RĂILEANU GR., *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa — Faţa Mare*, Bul. şt. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1953, **V**, 2.
3. SEMAKA AL., *Observaţiuni asupra florelor paleomezozoice din danubianul Banatului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVII**.
4. STACH E., *La sclérotinite et son importance pour l'origine de la durit*, Ann. Mines, Belgique, Liège, 1956, *1*.
5. STACH E., PICKAHRDT W., *Pilzreste (Sklerotinit) in paläozoischen Steinkohlen*, Paläont. Z., Stuttgart, 1957, **31**, *3/4*.
6. STACH E., PICKHARDT W., *Tertiäre und karbonische Pilzreste (Sklerotinit)*, Fortschr. Geol Rheinld. Westf., Krefeld, 1964, *2*.
7. STACH E., *Resinit und Sklerotinit als Kennzeichen der Kohlenflötz-Fazies*, C. R. Congr. Strat Géol. Carbonif., Paris, 1964, **III**.

Institutul geologic al Comitetului
de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 2 aprilie 1966.

CERCETĂRI PALINOLOGICE ÎN DEPOZITELE NEOGENE DIN SUDUL BAZINULUI ȘIMLEU

DE

B. DIACONEASA și E. NICORICI

55 (05)

Date geologice. Depozitele neogene cercetate de noi sub aspect polenanalitic aparțin etajelor tortonian, sarmațian și panonian *s. str.* În coloana stratigrafică din diagrama polinică se poate vedea succesiunea întregii stive de depozite neogene din sudul Bazinului Șimleu. Informații referitoare la geologia și paleontologia acestor depozite se găsesc consemnate într-o serie de lucrări ale lui M. Paucă (10), R. Givulescu (4), E. Nicorici (5), (6), (7), (8). În cele ce urmează ne vom referi numai la profilele și stratele de unde au fost colectate probele cu polen fosil.

Tortonian inferior. Marnele cu foraminifere de la Vînători (4 km nord-est de Ciucea) s-au dovedit a fi foarte bogate în conținut palinologic. Aceste marne, de culoare cenușie-vineție, uneori slab nisipoase și pe alocuri lipsite de stratificație, conțin o asociație microfaunistică, caracteristică tortonianului inferior (de tip vienez), fiind reprezentată printr-o faună tipică de *Orbulinae* și *Lagenidae*. Depozitele marnoase menționate s-au format în condițiile unei mări cu salinitate normală, într-o zonă apropiată de țărm, la circa 100—200 m adîncime.

Probele pentru analiza palinologică au fost colectate în mod sistematic din întreaga serie de depozite marnoase, dezvoltată pe o grosime de circa 70 m și care apare la zi pe pîraiele Poicului, Cenușii și Hagăului de la Vînători.

Tortonian superior. Deoarece sedimentele tortonianului superior au un caracter predominant detritic, condițiile de conservare a granulelor de polen au fost vitrege. Din acest motiv nu am reușit să identificăm polen fosil decît într-un singur punct, și anume la Vînători, pe pîrîul Hodobaștina, într-o intercalație de 2 m de argilă cenușie cărbunoasă, cuprinsă în nisipuri nefosilifere.

Sarmațian. În această lucrare nu am inclus polen sarmațian inferior, deoarece acesta a constituit obiectul unui articol aparte (2). Microsporii sarmațianului mediu prezentați aici provin din sedimentele

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1. p. 249—256 București 1968

marnoase pe care le-am găsit intercalate între nisipurile şi pietrişurile nefosilifere de pe pîraiele Sîrghilor (Sîrbi), Radului (Sîg), Bochii (Vînători). Aceste marne au luat naştere într-o mare salmastră, într-o zonă litorală de mică adîncime.

P a n o n i a n s. s t r. În regiunea de bordură sudică a Bazinului Şimleu, aceste depozite se aşază discordant şi transgresiv peste cele sarmaţiene medii. Marnele albicioase şi uşoare, pe care le-am cercetat polenanalitic, reprezintă baza panonianului *s. str.* din regiune. Aceste depozite au o grosime de circa 10 m şi conţin congerii, limnocardiacee mici şi ostracode, tipice panonianului *s. str.* Caracterul faunei, precum şi natura depozitelor indică o salinitate scăzută, o zonă de sedimentare destul de apropiată de ţărm şi o adîncime relativ redusă. Probele analizate provin de pe pîraiele Sîrghilor (Sîrbi), Brăduleţ (Mal), Sîgului (Sîg).

Date polenanalitice. Pe baza analizelor noastre palinologice încercăm să dăm la iveală atît flora, cît şi unele secvenţe din istoria vegetaţiei tortoniene, sarmaţiene şi panoniene din regiunile sudice ale Bazinului Şimleu. Flora respectivă o ilustrăm prin şase planşe, care cuprind microfotografiile microsporilor vegetaţiei neogene din această regiune. În total am putut determina palinologic 59 de forme (tabelul nr. 1), aparţinînd la 30 de familii, cuprinse în cele patru mari încrengături, şi anume : spori de *Sphagnum* (muşchi), *Gleichenia*, *Lygodium*, *Cibotium*, *Schizaea*, *Polypodium*, *Thelypteris*, *Athyrium*, *Dryopteris* şi *Lycopodium* (pteridofite), iar pe baza polenului de *Gymnospermae* : *Ginkgo*, *Araucaria*, *Podocarpus dacrydioides*, *Podocarpus*, *Sciadopitys*, *Taxodium*, *Picea*, *Abies*, *Keteleeria*, *Cedrus*, *Pinus haploxylon*, *P. diploxylon*, *Tsuga canadensis*, *Ts. diversifolia*, *Larix* şi *Ephedra* şi dintre *Angiospermae* : *Typha*, *Palmae*, *Salix*, *Myrica*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Alnus*, *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*, *Nymphaea*, *Magnolia*, *Rhus*, *Acer*, *Tilia*, *Nyssa*, *Ericaceae*, *Myrtaceae*, *Sapindus*, *Compositae* şi alte N. A. P. (*non arborum pollen*). Dintre organismele inferioare menţionăm *Hystrichosphaeridaceaele*.

În diagrama polinică întocmită pe baza procentelor sporopolinice ale fiecărui orizont, redăm secvenţe din istoria vegetaţiei tortoniene, sarmaţiene şi panoniene din regiunea cercetată. Din cîte cunoaştem pînă acum nu există complexe sporopolinice etalon pentru perioadele respective, pe care să le putem compara cu ale noastre. Din această cauză, în interpretarea palinologică am ţinut seama, printre altele, de următorii factori : gradul diferit de conservare a grăuncioarelor de microspori, distanţa şi durata lor de planare şi, în sfîrşit, producţia sporopolinică diferită atît între arborii anemofili, cît mai ales între anemo- şi entomofili. În acest fel avem speranţa că datele noastre reflectă cît mai adecvat realitatea.

Din literatură (13) se ştie că speciile genului *Pinus*, fie tipul *haploxylon*, fie *diploxylon*, produc polen mult, uşor, cu durată de planare mare, deci şi cu posibilitatea de răspîndire pe distanţe apreciabile, pe cînd, în afară de *Betula* şi *Corylus*, ceilalţi copaci produc puţin polen, de regulă slab conservabil. În interpretarea diagramei am ţinut seama de aceste cauze, precum şi de caracterul edafic sau climatic al esenţei respective.

Tortonian inferior. În cercetările palinologice am insistat în mod deosebit asupra stivei de depozite marnoase tortonian-inferioare de la Vînători. Am făcut acest lucru fiind atraşi atît de bogăţia numerică şi de

Tabelul nr. 1

Frecvența diferiților microspori în depozitele neogene din sudul Bazinului Șimleu

Nr. crt.	De la ce plante provin	Tortonian	Sarmațian	Panonian *s. str.*
1	*Sphagnum* sp.	f	s	—
2	*Gleichenia* sp.	f	—	—
3	*Lygodium* sp.	f	s	s
4	*Cibotium* sp.	f	—	—
5	*Schizaea* sp.	f	—	—
6	*Polypodiaceae*	f	f	s
7	*Polypodium* sp.	f	—	—
8	*Thelypteris* sp.	f	—	—
9	*Athyrium* sp.	f	—	—
10	*Dryopteris* sp.	f	—	—
11	*Hydropteridales* sp.	s	f	—
12	*Lycopodium* sp.	s	—	—
13	*Ginkgo* sp.	s	s	s
14	*Araucaria* sp.	f	s	—
15	*Podocarpus* sp.	f	f	s
16	*Sciadopitys* sp.	s	—	s
17	*Taxodium* sp.	f	s	s
18	*Sequoia* sp.	—	s	—
19	*Glyptostrobus* sp.	—	s	s
20	*Picea* sp.	ff	s	ff
21	*Abies* sp.	ff	f	f
22	*Keteleeria* sp.	s	f	s
23	*Cedrus* sp.	f	s	s
24	*Pinus haploxylon*	ff	f	f
25	*Pinus diploxylon*	ff	ff	ff
26	*Tsuga canadensis*	s	ff	s
27	*Tsuga diversifolia*	s	ff	s
28	*Larix* sp.	s	s	—
29	*Ephedra* sp.	s	s	—
30	*Typha* sp.	s	—	—
31	*Palmae*	f	s	—
32	*Salix* sp.	s	s	f
33	*Myrica* sp.	f	s	s
34	*Juglans* sp.	f	s	s
35	*Pterocarya* sp.	f	s	s
36	*Carya* sp.	ff	s	s
37	*Engelhardtia* sp.	s	s	f

Tabelul nr. 1 (continuare)

Nr. crt.	De la ce plante provin	Tortonian	Sarmaţian	Panonian s. str.
38	*Betula* sp.	s	s	s
39	*Corylus* sp.	f	s	s
40	*Carpinus* sp.	s	s	—
41	*Alnus* sp.	f	f	f
42	*Fagus* sp.	s	s	s
43	*Quercus* sp.	f	f	s
44	*Castanea* sp.	f	s	f
45	*Ulmus* sp.	s	s	—
46	*Zelkova* sp.	s	s	s
47	*Celtis* sp.	s	—	—
48	*Nymphaea* sp.	s	—	—
49	*Magnolia* sp.	s	—	s
50	*Rhus* sp.	f	s	s
51	*Ilex* sp.	—	—	s
52	*Acer* sp.	s	s	s
53	*Tilia* sp	f	f	f
54	*Nyssa* sp.	f	—	s
55	*Sapindus* sp.	s	—	—
56	*Myrtaceae*	s	—	—
57	*Ericaceae*	s	s	s
58	*Compositae*	s	s	—
59	*Hystrichosphaeridae*	ff	—	—

ff = foarte frecvent ; f = frecvent ; s = sporadic

gradul bun de conservare a grăuncioarelor de polen şi spori, cît mai ales de faptul că aceste depozite sînt singurele din regiune care ne oferă posibilitatea de a urmări distribuţia continuă a microsporilor pe verticală pe o grosime de circa 70 m. Acest fapt ne-a permis să sesizăm cîteva secvenţe — desigur locale — ale evoluţiei vegetaţiei din timpul depunerii pachetului de marne, timp care, judecînd după grosimea depozitelor tortonian-inferioare de la Vînători, precum şi din alte regiuni, poate fi apreciat fără exagerare la circa un milion de ani.

Microsporii conservaţi în sedimentele marnoase ale tortonianului inferior de la Vînători (pl. I—III) oglindesc un complex vegetal eterogen, în care predomină speciile de *Pinus* tipul *haploxylon*, elemente termofile, probabil omniprezente, suficient amestecate cu esenţe din tipul *diploxylon*. După rezultatele noastre polenanalitice, în acest complex unii copaci sau arbuşti au o contribuţie diferită atît cantitativ, cît şi calitativ, ceea ce face ca în cadrul acestei vegetaţii să se profileze patru asociaţii silvestre diferite, mascate de frecvenţa ridicată a speciilor de *Pinus*, al căror polen, de multe ori aglutinat pe preparat (30 de exemplare la un loc), sugerează

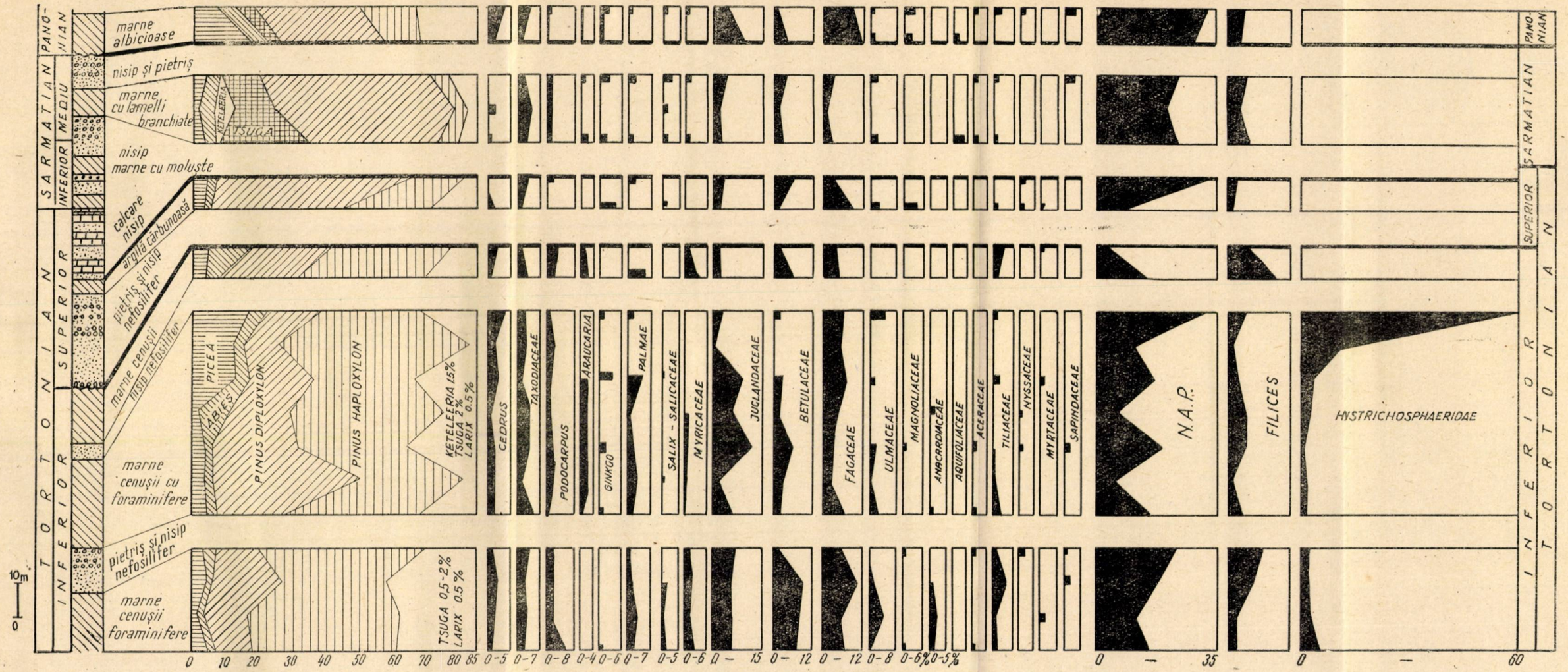


Fig. 1. — Diagrama polinică a microsporilor din depozitele neogene din sudul Bazinului Șimleu

ideea unei suprareprezentări polinice. Această părere ne este întărită şi de faptul că în timpul studiului nostru palinologic am întîlnit pe preparatele microscopice, foarte frecvent la diferite orizonturi, traheide cu punctuaţiuni areolate sau îngroşări scalariforme, care după cum se ştie, reprezintă elemente conducătoare lemnoase, caracteristice pteridofitelor, gimnospermelor şi, în parte, angiospermelor puţin evoluate.

În urma acestor consideraţii prezentăm schematic asociaţiile vegetale schiţate în timp în complexul vegetal tortonian inferior de la Vînători. Astfel, începînd din bază, se pot distinge următoarele asociaţii vegetale :

a. Asociaţia *Fagaceae*, *Betulaceae* şi *Juglandaceae*, în care genurile *Quercus*, *Corylus* şi *Carya*, cărora li se adaugă palmieri, *Tilia* şi *Sapindus*, au jucat rol determinant printre foioase. În această asociaţie, ceilalţi copaci au valori minime, în afară de *Podocarpus* (5%), al cărui procent scade apoi la limită în celelalte depozite neogene. N.A.P. are valori cuprinse între 12 şi 18%, pe cînd grupul *Filices* este reprezentat prin forme de tipul *Gleichenia*, *Cibotium*, *Lygodium* şi *Schizaea*, ferigi caracteristice regiunilor tropicale şi subtropicale de azi. *Hystrichosphaeridium* este prezent prin diferite forme, care ating cel mult 6,66%.

Această asociaţie polinică a fost identificată în marnele cenuşii ce apar pe afluenţii de dreapta ai pîrîului Poicului, ele reprezentînd partea bazală a seriei marnoase tortonian-inferioare de la Vînători.

b. Asociaţia de *Juglandaceae* şi *Betulaceae* este caracterizată prin frecvenţa de 9% a polenului *Carya*, valoare ce nu va mai fi înregistrată în toate depozitele. În rest, ceilalţi copaci se menţin la valori minime, dintre care mai semnalăm polenul de *Taxodium* (3,33%), *Palmae*, spori mari şi rugoşi de *Polypodiaceae* şi *Schizaeaceae*, precum şi valoarea de 19% pentru N.A.P. şi 0,66% pentru *Hystrichosphaeridium*. Asociaţia vegetală de acest tip se poate deduce din microsporii conţinuţi de marnele cenuşii din partea inferioară a profilului de pe pîrîul Cenuşii (Vînători).

c. Asociaţia de *Fagaceae* şi *Juglandaceae*, cu mult *Picea* (12—17%) şi *Abies* (10%), în care se distinge cel mai pregnant faciesul cu *Hystrichosphaeridae* (13—63%), a cărui prezenţă şi frecvenţă, după părerea noastră, caracterizează în mod deosebit tortonianul inferior. De asemenea semnalăm afirmarea polenului de *Ginkgo* (3,75%) şi valoarea cea mai ridicată de *Ulmaceae* (5%), dintre care primul rol îl deţine *Zelkova*. O astfel de asociaţie polinică caracterizează marnele ce apar la zi în partea superioară a pîrîului Cenuşii şi în partea inferioară a pîrîului Hagăului (Vînători).

d. Tortonianul inferior, după cum se poate observa în diagrama prezentată, se termină cu o nouă afirmare a polenului de *Abies* (14%) şi cu cel mai scăzut procentaj polinic al celorlalţi copaci. Probele de marne care indică o astfel de asociaţie vegetală au fost colectate din secţiunea cea mai de sus a marnelor cenuşii de pe pîrîul Hagăului.

Tortonian superior. Menţionăm că între ultimele probe analizate din tortonianul inferior şi probele din tortonianul superior se interpun un pachet steril de circa 35 m grosime, precum şi o perioadă relativ scurtă de exondare. Scurgerea acestei perioade de timp desigur că s-a repercutat asupra compoziţiei asociaţiei vegetale din regiunea cercetată de noi. Astfel semnalăm că în tortonianul superior deja speciile de *Pinus* tipul *diploxylon* se afirmă în defavoarea tipului *haploxylon* ; de asemenea este surprinsă o nouă afirmare a polenului *Ginkgo* (3,75%), în asociaţie cu *Fagaceae*

(9%); mai amintim polenul de *Quercus* şi *Castanea* (ambele 4%) şi *Juglandaceae* (2%). Tot acum apare polenul mare şi greu de *Magnolia*, care atinge valoarea de 3,75%, fapt ce indică prezenţa lui relativă în această asociaţie. După proporţia ridicată a polenului N.A.P. (33%) şi scăzută la *Filices* (3%), bănuim că aspectul covorului vegetal a început să se schimbe în tortonianul superior, cu toată zvîcnirea betulaceelor (7%) în care *Alnus* se afirmă, dar, fiind un element cu caracter edafic, nu are prea mare semnificaţie.

Din analizele noastre sporopolinice rezultă că în timpul tortonianului în regiunea sudică a Bazinului Şimleu, a existat o vegetaţie nezonată, mixtă, care trădează un climat cu vădit caracter anaterm, cu precipitaţii de tip tropical-subtropical, însă la care se observă o uşoară tendinţă de înăsprire.

Concluziile de ordin paleoclimatic care reies din analiza vegetaţiei tortoniene coincid cu datele paleoclimatice care se desprind din analiza paleoecologică a faunei fosile. În acest sens amintim că microfauna de foraminifere, foarte numeroasă în marnele tortonian-inferioare, indică existenţa unui mediu marin cu apă caldă, a cărei temperatură minimă este apreciată la circa 20°C. De asemenea, macrofauna marină, mai bogată în tortonianul superior, este reprezentată prin numeroase specii de moluşte caracteristice zonelor tropicale şi subtropicale.

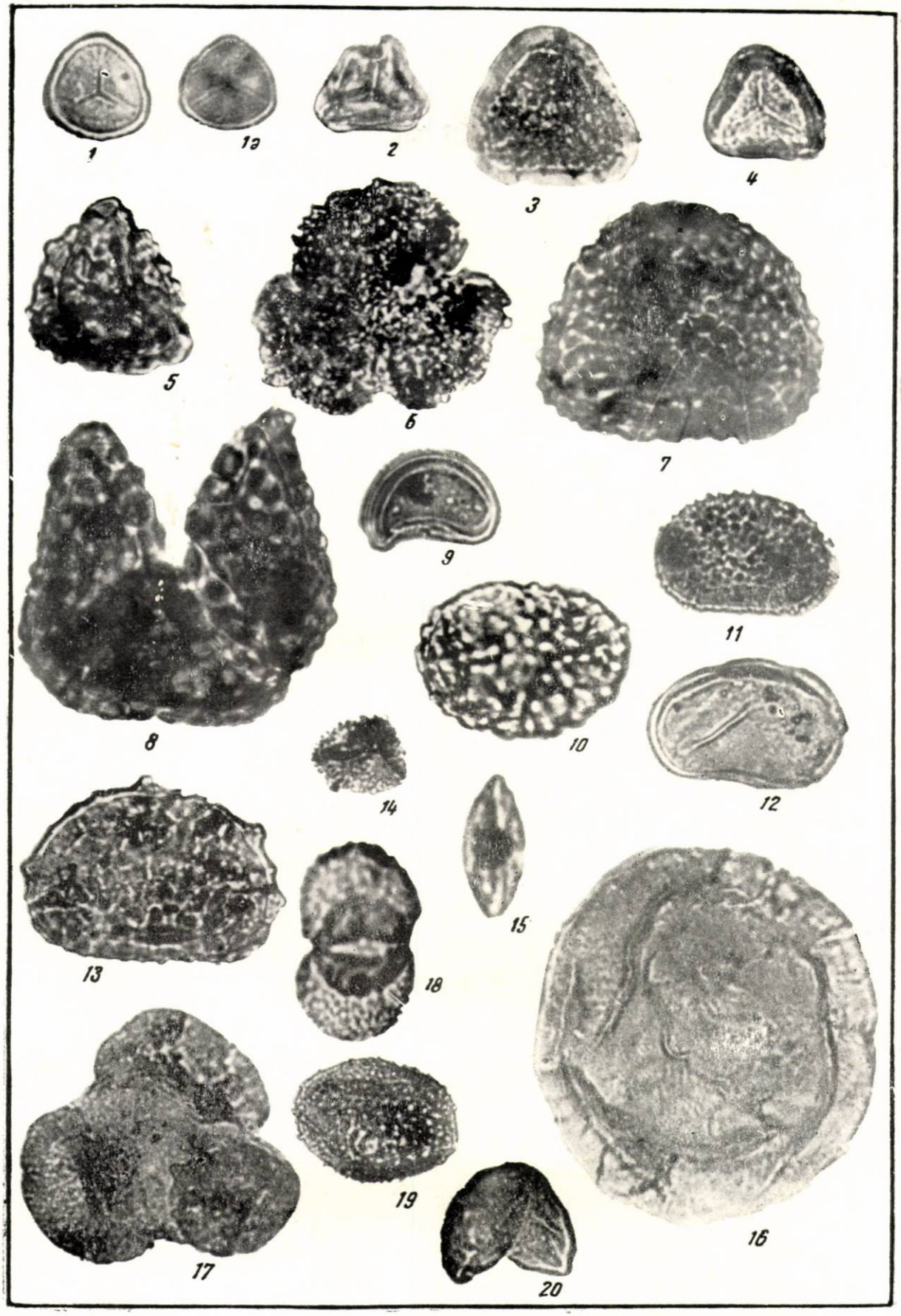
Sarmaţian. Într-o lucrare anterioară (2) am prezentat aspecte ale florei sarmaţianului inferior de la Fizeş (Şimleu) fără a da diagrama respectivă, deoarece nu dispuneam de suficiente date palinologice care să ne permită unele consideraţii paleofitoistorice. Cercetările noastre sporopolinice ulterioare, efectuate în mai multe puncte sarmaţiene din Transilvania, ne-au permis să ne facem o imagine relativă asupra vegetaţiei respective, vegetaţie care se deosebeşte de cea tortoniană atît cantitativ, cît şi calitativ. Rezultatele noastre palinologice arată că în sarmaţian au fost perioade în care vegetaţia era dominată de specii de *Tsuga*, al căror procent polinic atinge valori cuprinse între 26 şi 35%, nemaiîntîlnite în nici un depozit terţiar sau cuaternar.

De asemenea, după analiza polinică se pare că din vegetaţia mixtă nezonată tortoniană se schiţează, poate, vegetaţia zonală sarmaţiană, ca efect al înăspririi tot mai mari a climei, care în pliocen se accentuează şi mai mult, culminînd cu glaciaţia cuaternară, care avea să atragă după sine mai întîi zdruncinarea şi apoi înlăturarea totală a vegetaţiei terţiare, făcînd astfel posibilă apariţia vegetaţiei cuaternare de tip pleistocen şi ulterior holocen.

În planşele IV şi V, fig. 76 — 132, redăm solii florei sarmaţian-medii din sudul Bazinului Şimleu. Microsporii sarmaţianului inferior se găsesc figuraţi în lucrarea publicată.

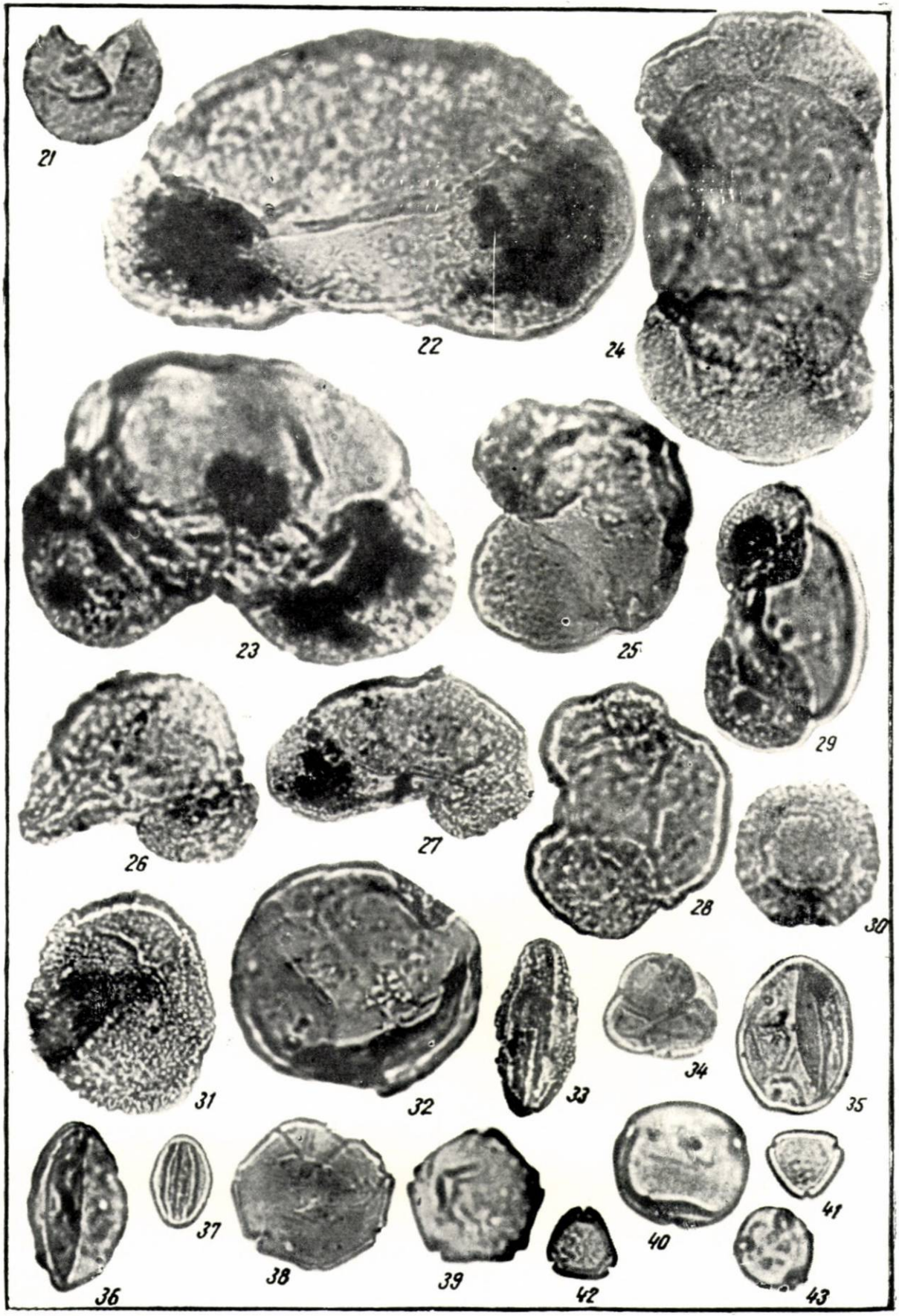
Planşa I

1 şi 1 a, *Sphagnum* sp., spori, tortonian; 2, *Gleichenia* sp. spori, tortonian; 3 şi 4, *Lygodium* sp., spori, tortonian; 5, *Cibotium* sp., spori, tortonian; 6, 7 şi 8 (?), *Schizaea* sp., spori, tortonian; 9, *Polypodiaceae*, spori, tortonian; 10, *Polypodium* sp., spori, tortonian; 11, *Thelypteris* sp., spori, tortonian; 12, *Athyrium* sp., spori, tortonian; 13, *Dryopteris* sp., spori, tortonian; 14, *Lycopodium* sp., spori, tortonian; 15, *Ginkgo* sp., polen, tortonian; 16, *Araucaria* sp., polen, tortonian; 17, *Podocarpus* cf. *dacrydioides* A. Rich, polen, tortonian; 18, *Podocarpus* sp., polen, tortonian; 19, *Sciadopitys*, sp., polen, tortonian; 20, *Taxodium* sp., polen, tortonian.


1
1a
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

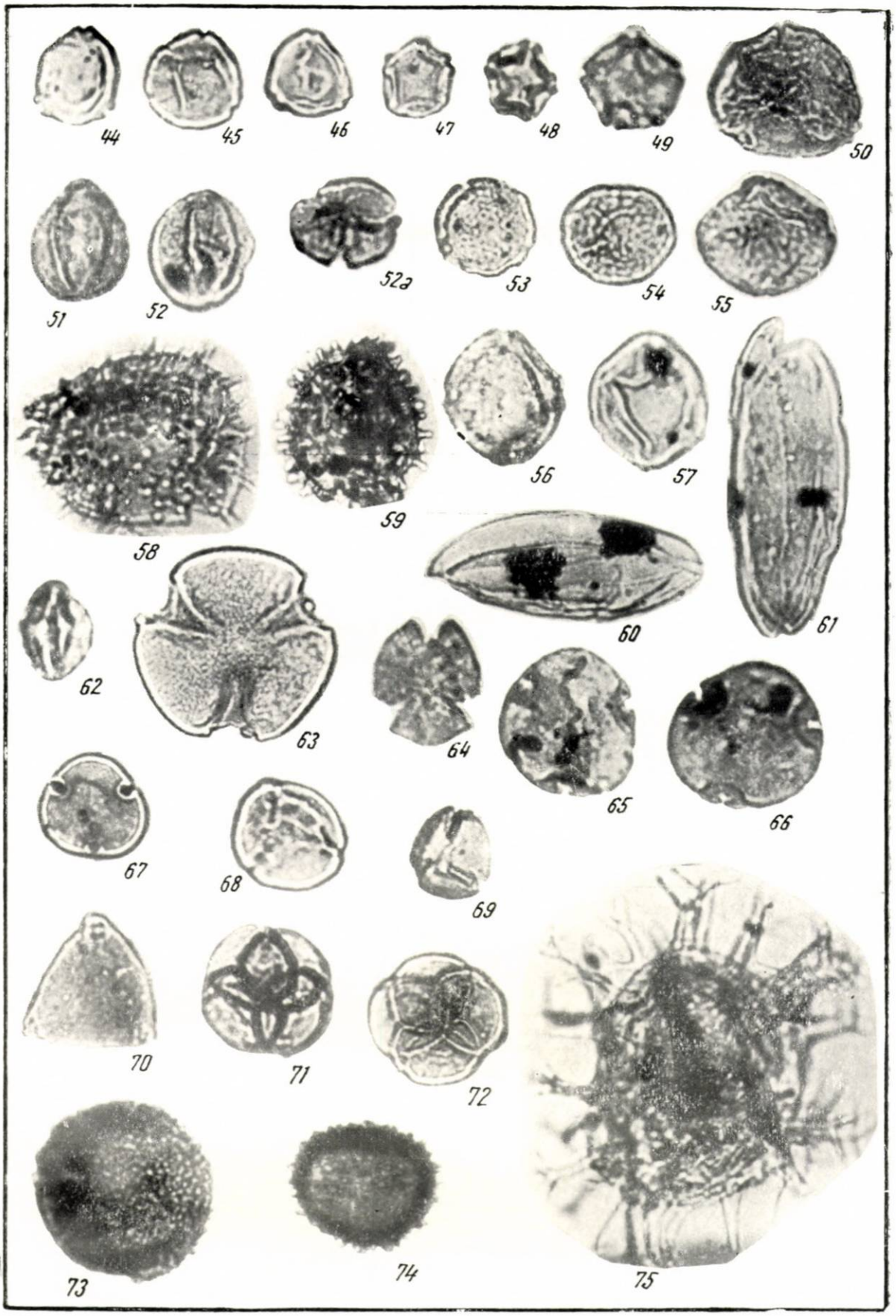
PLANŞA II

21, *Taxodium* sp., polen, tortonian ; 22, *Picea* sp., polen, tortonian ; 23, *Abies* sp., polen, tortonian ; 24, *Keteleeria* sp., polen, tortonian ; 25 şi 26, *Cedrus* sp., polen, tortonian ; 27, *Pinus* typus *haploxylon*, polen, tortonian ; 28 şi 29, *Pinus* typus *diploxylon*, polen, tortonian ; 30, *Tsuga* typus *diversifolia*, polen, tortonian ; 31, *Tsuga* typus *canadensis*, polen, tortonian ; 32, *Larix* sp., polen, tortonian ; 33, *Ephedra* sp., polen, tortonian ; 34, *Typha* sp., polen, tortonian ; 35 şi 36, *Palmae*, polen, tortonian ; 37, *Salix* sp., polen, tortonian ; 38, *Juglans* sp., polen, tortonian ; 39, *Pterocarya* sp., polen, tortonian ; 40, *Carya* sp., polen, tortonian ; 41 şi 42, *Engelhardtia* sp., polen, tortonian ; 43, *Betula* sp., polen, tortonian.


21
22
24
23
25
29
26
27
28
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
42
40
41
43

PLANȘA III

44, *Betula* sp., polen, tortonian; 45 și 46, *Corylus* sp., polen, tortonian; 47, 48 și 49, *Alnus* sp., polen, tortonian; 50, *Fagus* sp., polen tortonian; 51, 52 și 52 a, *Quercus* sp., polen, tortonian; 53 și 54, *Ulmus* sp., polen, tortonian; 55 și 56, *Zelkova* sp., polen, tortonian; 57, *Celtis* sp., polen, tortonian; 58 și 59, *Nymphaea* sp., polen, tortonian; 60 și 61, *Magnolia* sp., polen, tortonian; 62, *Rhus* sp., polen tortonian; 63 și 64, *Acer* sp., polen, tortonian; 65, 66 și 67, *Tilia* sp., polen, tortonian; 68, *Nyssa* sp., polen, tortonian; 69, *Sapindus* sp., polen, tortonian; 70, *Myrtaceae*, polen, tortonian; 71 și 72, *Ericaceae*, polen, tortonian; 73 și 74, *Compositae*, polen, tortonian; 75, *Hystrichosphaeridium*, tortonian.


44
45
46
47
48
49
50
51
52
52a
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75

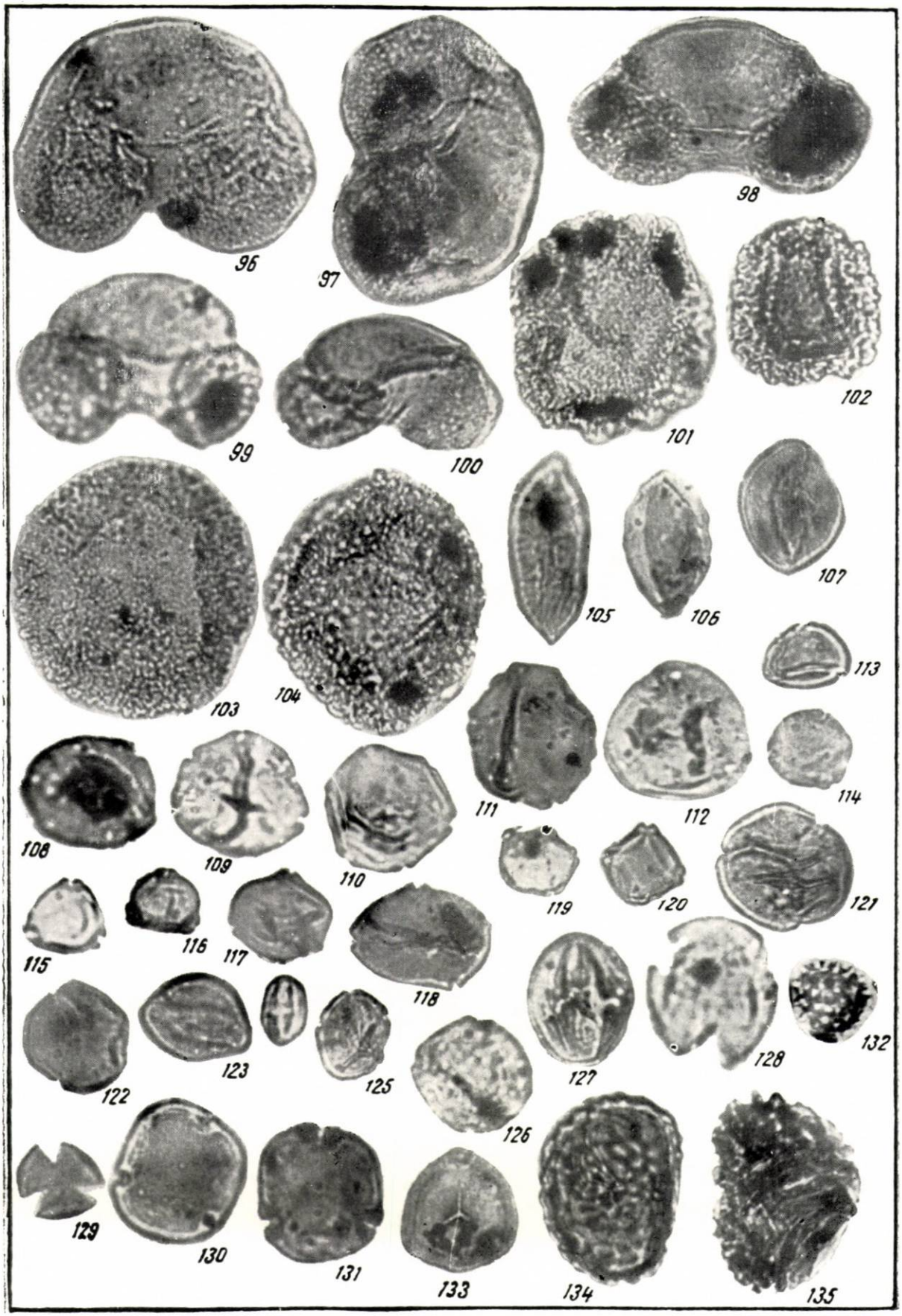
PLANȘA IV

76, *Sphagnum* sp., spori, sarmațian ; 77 și 78, *Lygodium* sp., spori, sarmațian ; 79 și 80, *Polypodiaceae*, spori, sarmațian ; 81, *Hydropteridales*, spori, sarmațian ; 82, *Ginkgo* sp., polen, sarmațian ; 83 și 84, *Podocarpus* sp., polen, sarmațian ; 85 și 86, *Taxodium* sp., polen, sarmațian ; 87 și 88, *Sequoia* sp., polen, sarmațian ; 89, *Glyptostrobus* sp., polen, sarmațian ; 90 și 91, *Picea* sp., polen, sarmațian ; 92 și 93, *Abies* sp., polen, sarmațian ; 94 și 95, *Keteleeria* sp., polen, sarmațian.

76
77
78
79
80
82
81
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95

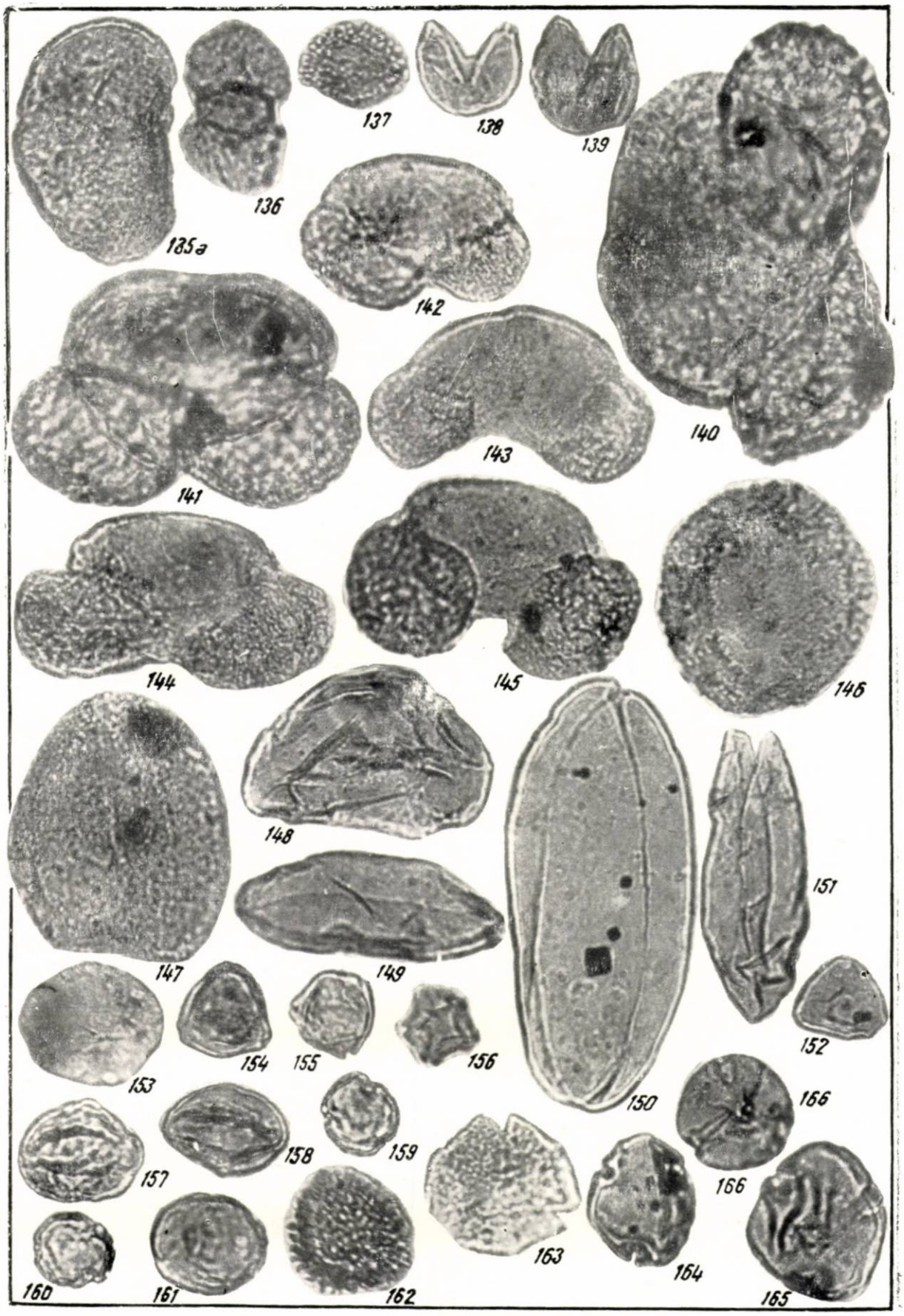
PLANŞA V

96 şi 97, *Cedrus* sp., polen, sarmaţian; 98 şi 100, *Pinus* typus *haploxylon*, polen, sarmaţian; 99, *Pinus* typus *diploxylon*, polen, sarmaţian; 101, 102 şi 103, *Tsuga* typus *diversifolia*, polen, sarmaţian; 104, *Tsuga* typus *canadensis*, polen, sarmaţian; 105, *Ephedra* sp., polen, sarmaţian; 106 şi 107, *Palmae*, polen, sarmaţian; 108 şi 109, *Juglans* sp., polen, sarmaţian; 110 şi 111, *Pterocarya* sp., polen, sarmaţian; 112, *Carya* sp., polen, sarmaţian; 113 şi 114, *Engelhardtia* sp., polen, sarmaţian; 115 şi 116, *Betula* sp., polen, sarmaţian; 117, *Corylus* sp., polen, sarmaţian; 118, *Carpinus* sp., polen, sarmaţian; 119 şi 120, *Alnus* sp., polen, sarmaţian; 121, *Fagus* sp., polen, sarmaţian; 122 şi 123, *Quercus* sp., polen, sarmaţian; 124, *Castanea* sp., polen, sarmaţian; 125, *Ulmus* sp., polen, sarmaţian; 126, *Zelkova* sp., polen, sarmaţian; 127, *Rhus* sp., polen, sarmaţian; 128 şi 129, *Acer* sp., polen, sarmaţian; 130 şi 131, *Tilia* sp., polen, sarmaţian; 132, *Compositae*, polen, sarmaţian; 133, *Lygodium* sp., spori, panonian *s. str*; 134 şi 135, *Polypodiaceae*, spori, panonian *s. str.*


96
97
98
99
100
101
102
103
104
105
106
107
108
109
110
111
112
113
114
115
116
117
118
119
120
121
122
123
125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135

PLANŞA VI

135 a, *Polypodiaceae*, spori, panonian *s. str.*; 136, *Podocarpus* sp., polen, panonian *s. str.*; 137, *Sciadopitys* sp., polen, panonian *s. str.*; 138 şi 139, *Taxodium* sp., polen, panonian *s. str.*; 140 şi 141, *Abies* sp., polen, panonian *s. str.*; 142 şi 143, *Pinus* typus *haploxylon*, polen, panonian *s. str.*; 144 şi 145, *Pinus* typus *diploxylon*, polen, panonian *s. str.*; 146, *Tsuga* typus *diversifolia*, panonian *s. str.*; 147, *Tsuga* typus *canadensis*, polen, panonian *s. str.*; 148, *Larix* sp., polen, panonian *s. str.*; 149, 150 şi 151, *Magnolia* sp., polen, panonian *s. str.*; 152, *Myrica* polen, panonian *s. str.*; 153, *Carya* sp., polen, panonian *s. str.*; 154 şi 155, *Corylus* sp., polen, panonian *s. str.*; 156, *Alnus* sp., polen, panonian *s. str.*; 157 şi 158, *Fagus* sp., polen, panonian *s. str.*; 159 şi 160, *Quercus* sp., polen, panonian *s. str.*; 161, *Ulmus* sp., polen, panonian *s. str.*; 162, *Ilex* sp., polen, panonian *s. str.*; 163, *Acer* sp., polen, panonian *s. str.*; 164 şi 165, *Tilia* sp., polen, panonian *s. str.*; 166, *Sapindus*, polen, panonian *s. str.*


135a
136
137
138
139
140
141
142
143
144
145
146
147
148
149
150
151
152
153
154
155
156
157
158
159
160
161
162
163
164
165
166

Panonian s. str. Din examinarea diagramei polinice se desprinde, în cazul panonianului *s. str.*, afirmarea angiospermelor ierboase și lemnoase, în timp ce gimnospermele în analizele noastre au un procent polinic mai scăzut. Această situație poate fi interpretată ca rezultat al unei etajări pe verticală a vegetației, a cărei schițare se poate sesiza deja în sarmațian. În legătură cu acest fapt credem că este greu de presupus care erau diferențele de altitudine ale reliefului din timpul neogenului în această regiune. În ori ce caz, judecînd după situația actuală, cînd diferențele de altitudine dintre rama muntoasă și bazin sînt cuprinse între 300 și 600 m, se poate presupune că diferențele de altitudine din neogen nu au fost mai mici decît cele actuale ; dimpotrivă, regiunea fiind afectată în acest răstimp geologic de puternice mișcări verticale, nu este exclus ca relieful care mărginea mările neogene să fi fost în anumite perioade mult mai înalt.

Mai semnalăm că unele elemente polinice ne fac să presupunem dezvoltarea în regiunile mai joase, în anumite condiții favorabile, a unei vegetații ierboase, de „tip preerie".

RECHERCHES PALINOLOGIQUES DES DÉPÔTS NÉOGÈNES DANS LE SUD DU BASSIN DE ȘIMLEU

RÉSUMÉ

Dans ce travail on présente quelques aspects palinologiques mis en évidence après l'étude des dépôts néogènes (Tortonien s. l. Sarmatien et Pannonien s. str.) dans le Sud du Bassin de Șimleu en Transylvanie.

Les données palinologiques obtenues, uniques dans cette région, ont porté à la lumière une riche flore néogène, représentée par 59 formes appartenant à 30 familles qui s'encadrent dans les quatre grandes embranchements (Mousses, Fougères, Gymnospermes, Angiospermes). Parmi ces formes *Gleichenia*, *Lygodium*, *Schizaea*, *Podocarpus*, *Araucaria*, *Palmae*, *Nyssa*, vivent aujourd'hui seulement dans la zone tropicale et sous-tropicale ; d'autres formes sont nord-américaines, comme *Tsuga*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Ketelleria* etc., et enfin d'autres *Ginkgo*, *Sciadopitys* sont est-asiatiques. La majorité de ces représentants est restée fidèle aux lieux d'origine (*Picea*, *Abies*, *Larix*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Tilia*, *Corylus*, *Betula*, etc.).

En étudiant cette flore, aujourd'hui très hétérogène comme répartition géographique, on a observé dans le «Tortonien inférieur» quatre associations sylvestres se succédant de la manière suivante :

a) L'association des Fagaceae — Betulaceae — Jugulandaceae

b) L'association des Betulaceae — Juglandaceae,

c) L'association des Fagaceae — Jugulandaceae avec beaucoup de *Picea* et d'*Abies*

d) L'association, ayant le moindre pourcentage d'arbres feuillus et d'*Abies*.

On a encore déchiffré une association pour le «Tortonien supérieur», une pour le Sarmatian moyen, et encore une pour le Pannonien s. str., toutes masquées par une présence excessive des formes de *Pinus haploxylon* on *diploxylon*.

Ces données paléofloristiques conduisent à la conclusion que pendant le Tortonien, dans les régions de sud du Bassin de Şimleu il n'y avait pas une répartition par zoues verticales de la végétation, répartition qui ne s'esquisse qu'au Sarmatien, devenant définitive au Pliocène. Ce fait est en étroite liaison avec les facteurs climatiques, toujours variables, culminant avec la glaciation quaternaire.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu I. Z., *Flora fosilă din teritoriul Olteniei*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
2. Diaconeasa B. şi Nicorici E., *Cercetări palinologice din depozitele sarmaţianului inferior de la Fizeş*, St. şi cerc. de geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *2*.
3. Filipescu M. G., *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana*, An. Inst. geol., rom., 1932, **XVII**.
4. Givulescu R., *Contribuţii la cunoaşterea faunei tortoniene şi sarmaţiene din NE munţilor Rez*, Bul. Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, 1957, I, *1—2*.
5. Nicorici E., *Contribuţii la cunoaşterea faunei tortoniene din nord-estul Munţilor Rez*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, seria a II-a, 1961, *1*.
6. — *Stratigrafia şi fauna depozitelor sarmaţiene de pe bordura nord-estică a Munţilor Rez*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Seria geol.-geogr., 1962, *2*.
7. — *Tortonianul de pe bordura nord-estică a Munţilor Rezului*, Com. geol., 1963, **II**.
8. — *Asupra prezenţei depozitelor tortoniene la Vinători — Ciucea*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Seria geol.-geogr., 1965, *1*.
9. Paucă M., *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
10. — *Bazinul neogen al Silvaniei*, An. Com. geol., partea I, 1964, **XXXIV**.
11. Pop E., *Flora pliocenă de la Borsec*, Cluj, 1936.
12. Semaka A., Givulescu R., *Flora fossilis Rumana. Catalogus genera et species plantarum*, Palaeontographica, Abt. B., Stuttgart, 1965, **116**, *1—4, 5—6*.
13. Straka H., *Pollenanalyse und Vegetationsgeschichte*, Lutherstadt, 1957.

Universitatea „Babeş-Bolyai" din Cluj,
Facultatea de ştiinţe naturale şi geografie.

Primit în redacţie la 9 aprilie 1966.

ASOCIAȚIILE SPORO-POLINICE ALE MEZOZOICULUI DIN ZONA SIRINIA (BANAT)

DE

SOFIA LUȚĂ

55 (05)

Datorită interesului științific și economic pe care îl prezintă, regiunea Svinița—Svinecea Mare (zona Sirinia) a fost cercetată încă din prima jumătate a secolului trecut.

Ultimele cercetări întreprinse de Gr. Răileanu (6), Al. Semaka (8), C. Boldor și colab.[1] au adus o serie de precizări importante de ordin stratigrafic și tectonic.

În vederea orizontării mezozoicului din această zonă, s-au colectat 40 de probe dintr-un foraj de pe valea Sirinia (fig.1) care au fost analizate din punct de vedere palinologic.

Asociațiile sporo-polinice identificate aparțin liasicului, doggerului, malmului și cretacicului inferior.

Liasicul. Dispus discordant peste permianul inferior, prezintă o grosime de 380 m și este reprezentat prin microconglomerate, gresii cuarțitice micacee, șisturi argiloase negricioase, marno-calcare negricioase, gresii silicioase, gresii calcaroase cenușii și șisturi marnoase negre.

În aceste depozite s-a identificat următoarea asociație sporo-polinică :

Sporopollenites circumdatus Thierg.
Spheripollenites scabratus Couper
Cyathidites minor Couper
Laevigatosporites ovatus Wilson și Webster
Ginkgo praeacuata Bolch.
Ginkgo typica (Mal.) Bolch.
Cheiropleuria compacta Bolch.
Todisporites major Couper
Bennettites dilucidus Bolch.
Bennettiteae Pollenites reclusus Thierg.
Lophotriletes sp.
Protopinus sp.

[1] C. Boldor și colab., *Raport geologic pentru huile în zona Svinița — Cameniță (Banat)*, 1963.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13, nr. 1, p. 257—265 București 1968

Polypodiaceae gen. sp.
Podozamites sp.
Matonisporites equiexinus Couper

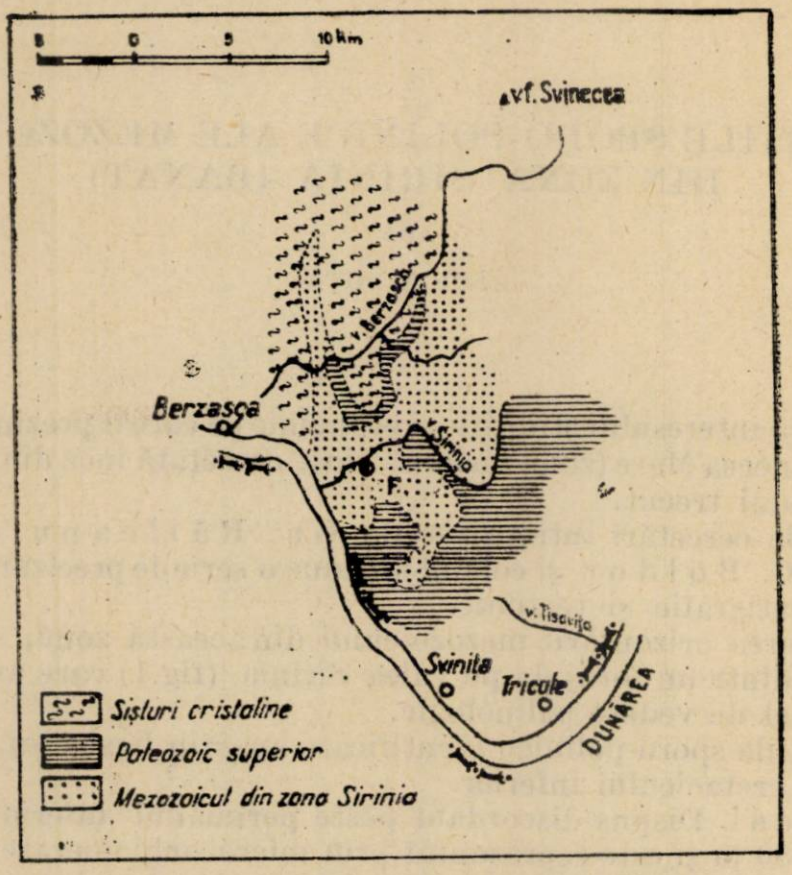


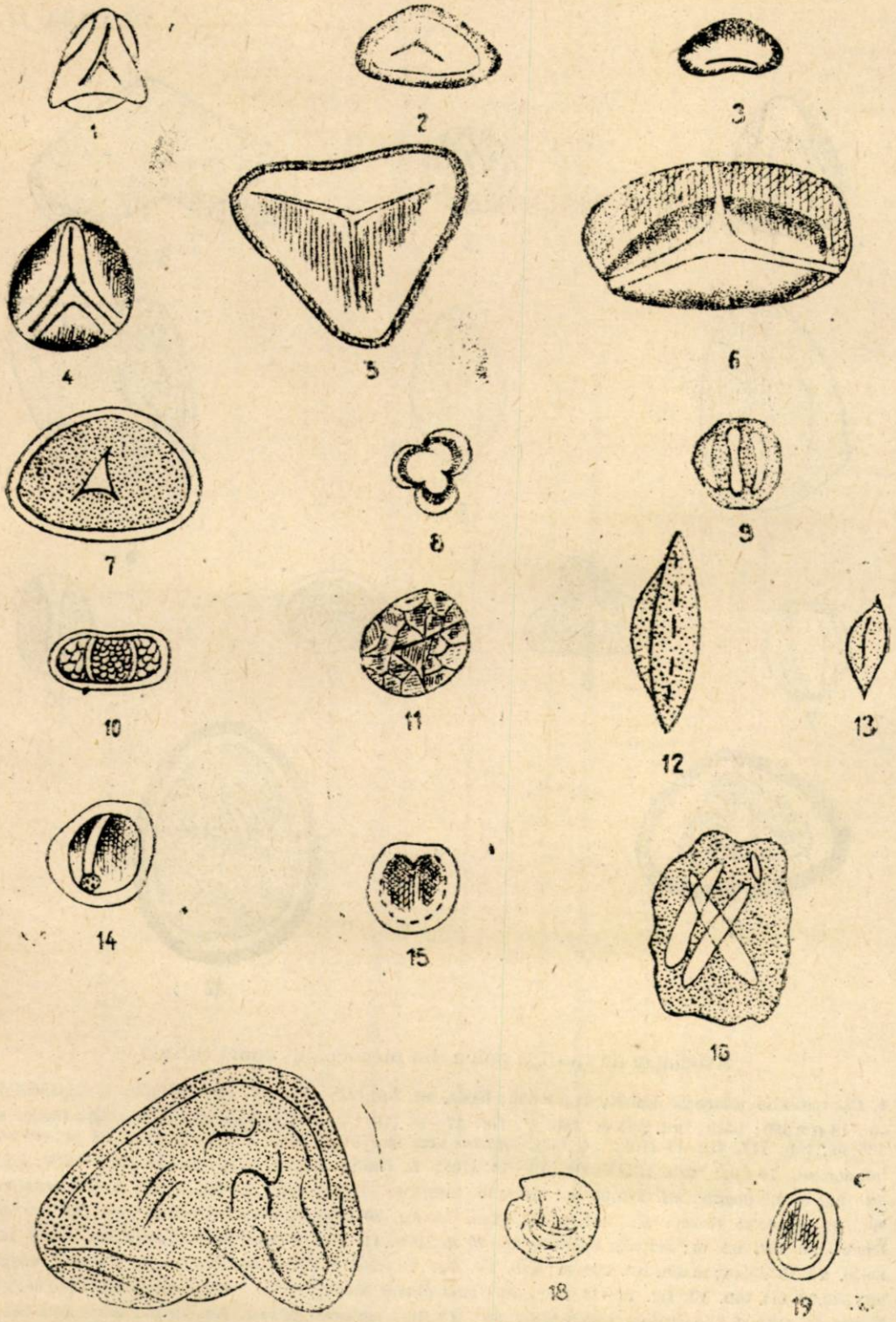
Fig. 1. — Amplasamentul forajului de pe valea Sirinia.
F — foraj

Caytonia oncodes Harris.
Abies sp.
Pinus sp.

Planșa I

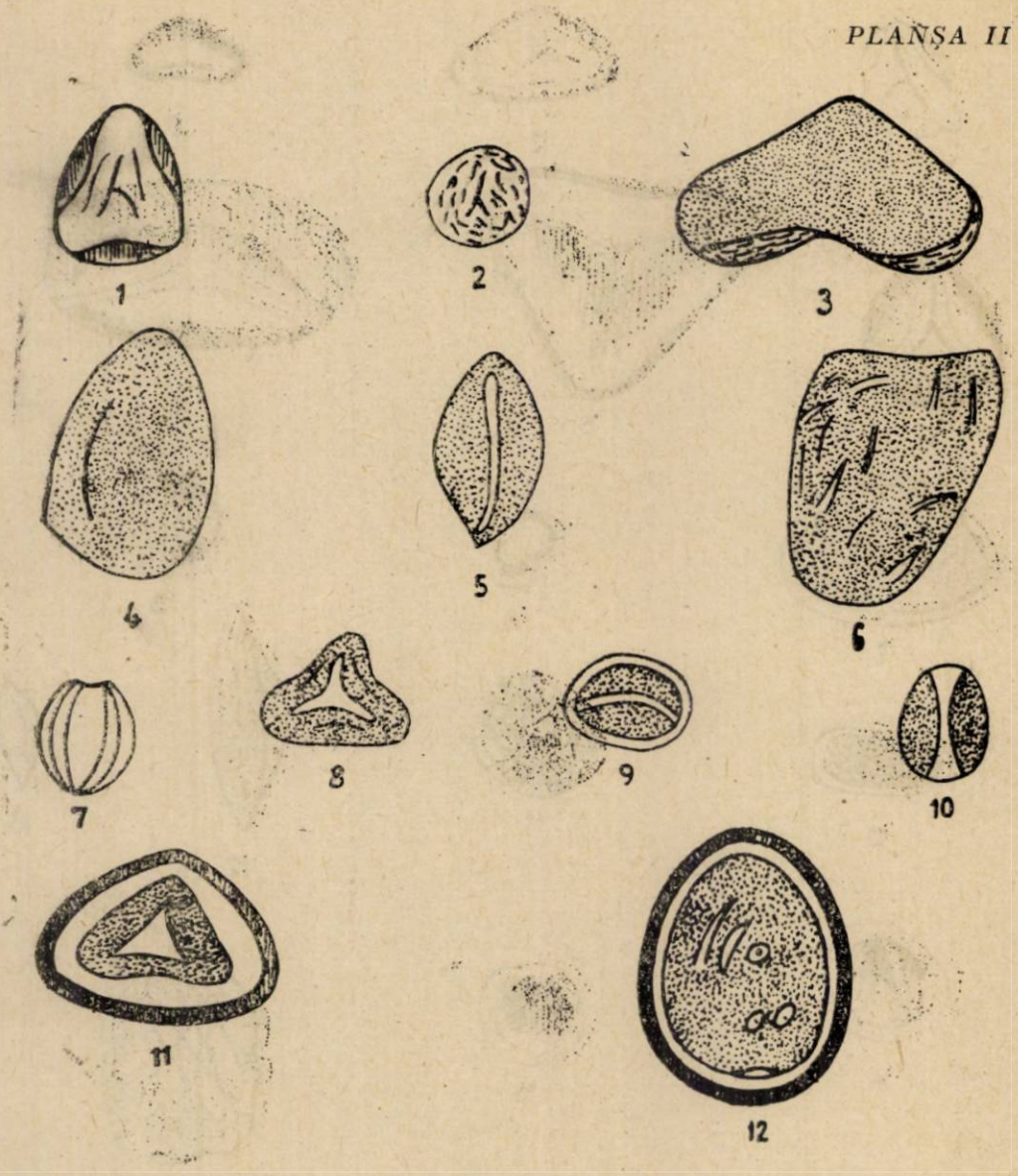
1, *Gleichenia senonica* (Ross.) (Grig., 29 μ × 400; dogger, ad. 329, 60 m; tab. 15, fig. 3 b (10); 2, *Sporopollenites circumdatus* Thierg., 32 μ × 500; liasic, ad. 707,84 m și 415 m; tab. II, fig. 12 (9); 3, *Laevisatosporites ovatus* Wilson și Webster, 24 μ × 450; liasic, ad. 641 m; malm, ad. 290 m; cretacic inferior, ad. 70 m și 16 m; tab. 8, fig. 130—132 (5); 4, *Matonisporites equiexinus* Couper, 40 μ × 375; liasic, ad. 487,62 m; pl. 1, fig. 6 (7); 5, *Cyathidites minor* Couper, 50 μ × 450; liasic, ad. 707,84 m; pl. XX, fig. 9, 10 (3); 6, *Todisporites major* Couper, 60 μ × 500; liasic, ad. 665,45 m și 641 m; pl. 16, fig. 6—8 (3); 7, *Todites trivialis* Klim., 37 μ × 550; dogger, ad. 329,60 m; 8, *Castanea vakhrameevii* Bolch., 17 μ × 675; cretacic inferior, ad. 70 m și 16,46 m; p. 123, fig. 38, vol. 8 (4); 9, *Protoquercus agdjakendensis* Bolch 25 μ × 400; cretacic inferior, ad. 70 m; p. 122, vol. 8 (4); 10, *Caytonia oncodes* Harris, 26 μ × 475; liasic, ad. 486,82 m; tab. 1, fig. 1 (10); 11, *Classopollis itunensis* Pocock și Jansonius, 30 μ × 400; dogger, ad. 329,60 m; pl. 2, (fig. 179(5); 12, *Bennettites dilucidus* Bolch, 32 μ × 750; liasic, ad. 543,15 m; pl. 96, fig. 142, vol. 10 (4); 13, *Ginkgo praecuata* Bolch., 25 μ × 475; liasic, ad. 487,62 m; pl. 92, fig. 135, vol. 10, (4); 14, *Spheripollenites scabratus* Couper, 24 μ × 550; liasic, ad. 703,88 m și 574,14 m; cretacic inferior, ad. 34 m; tab. 12, fig. 188 (5); 15, *Chamaecyparis schuzkii* Bolch., 27 μ × 400; cretacic inferior, ad. 70 m; tab. X, fig. 33 (2); 16, *Podozamites* sp., 40 μ × 400; liasic, ad. 486,62 m; tab. 2, fig. 15 (10); 17, *Pinus* sp., 61 μ × 650; liasic ad. 486,62 m; dogger, ad. 329,70 m; tab. L, fig. 11 (10); 18, *Frenela minor* Mal., 21 μ × 525; cretacic inferior, ad. 16,46 m; tab. X, fig. 31 (2); 19, *Bennettites Pollenites reclusus* Thierg., 20 μ × 400; liasic, ad. 726, 80 m, 671, 27 m, 526 m și 473,97 m; tab. 2, fig. 14—16 (9).

PLANȘA I



Asociația de spori și polen din mezozoicul zonei Sirinia.

PLANȘA II



Asociația de spori și polen din mezozoicul zonei Sirinia

1, *Cheiropleuria compacta* Bolch., 21 μ × 600; liasic, ad. 543,15m; tab. IV, fig. 30 (10); 2, *Lopholrilztes* sp., 18 μ × 550; liasic, ad. 520 m; tab. V, fig. 17–18 (10); 3, *Protopinus* sp. 60μ × 600; liasic, ad. 526,5 m; tab. III, fig. 11 (10); 4, *Polypodiaceae* gen. sp., 43μ × 600; liasic, ad. 487, 62 m; (cretacic inferior, ad. 70 m; tab. LXIV, fig. 10–14 (10); 5, *Ginkgo tipica* (Mal.) Bolch., 35 μ × 575; liasic, ad. 547,10 m; dogger, ad. 329,60 m; cretacic inferior, ad. 34; tab. X, fig. 5 (2); 6, *Protoconiferae* sp., 60 μ × 450; liasic, ad. 487,62 m; tab. II, fig. 20 (10); 7, *Cycadaceae* gen. sp., 18 μ × 550; liasic, ad. 487, 62 m; cretacic inferior, ad. 70 m; tab. II, fig. 8 (10); 8, *Gleichenia* sp., 20 μ × 750; liasic, ad. 487,62 m; malm, ad. 290 m; tab. IV, fig. 29 (10); 9, *Pagiophyllum* sp., 28 μ × 450; dogger' ad. 329,60 m; tab. VI, fig. 12–14 (10); 10, *Cycas glabra* Bolch., 30 μ × 400; malm, ad. 290 m; tab. V, fig. 28 (10) 11, *Leiotriletes tenuis* Mal., 60 μ × 400; cretacic inferior, ad. 70 m; tab. XXVI fig. 4 (10); 12, *Polyporites clarus* N. Metch., 40 μ × 575; cretacic inferior, ad. 70 m; tab. 82, fig. 5 (10).

Protoconiferae sp.
Cycadaceae gen. sp.
Gleichenia sp.
Hystricosphaeridium (*Desmidiaceae*)
Diatomeae

Asociația sporo-polinică este asemănătoare cu cea descrisă de N. M. Sahanova din bazinul Kansk și de N. A. Bolchovitina din bazinul Viliuisk (10).

Doggerul. Între adîncimile de 323 și 347 m au fost întîlnite gresii calcaroase cenușii, calcare marnoase roșii-vișinii și calcare negricioase, cu următorul conținut sporo-polinic :

Gleichenia senonica (Ross.) Grig.
Ginkgo typica (Mal.) Bolch.
Classopollis itunensis Reyre Yves
Todites trivialis Klim.
Pinus sp.
Pagiophyllum sp.
Leiosphaeridae
Diatomeae

Malmul. Depozitele malmului (cuprinse între adîncimile de 212 și 323 m) sînt predominant calcaroase : calcare marnoase cenușii și roșii, calcare fine de culoare cenușiu-gălbuie, calcare marnoase cu silicifieri și marno-calcare cenușii. Conținutul sporo-polinic se prezintă mai sărac în genuri decît cel întîlnit în dogger :

Cycas glabra Bolch.
Gleichenia sp.
Laevigatosporites ovatus Wilson și Webster
Hystricosphaeridae
Leiosphaeridae

Cretacicul inferior (valanginian-hauterivian). Această serie, tot calcaroasă, a fost întîlnită între adîncimile de la 10 la 212 m (calcare fine cenușii cu aspect litografic, calcare marnoase și calcare grezoase cenușii).

În probele analizate din intervalul de la 70 la 212 m, au fost identificate numai elemente de microplancton. Partea superioară a succesiunii cretacicului inferior cuprinde următoarele forme :

Ginkgo typica (Mal.) Bolch
Spheripollenites scabratus Couper
Brochotriletes vulgaris Naum.
Cycadaceae gen. sp.
Laevigatosporites ovatus Wilson și Webster
Leiotriletes tenuis Mal.
Chamaecyparis schuzkii Bolch.
Protoquercus agdjakendensis Bolch.
Castanea vakhrameevii Bolch.
Polypodiaceae gen. sp.
Taxodiaceae gen. sp.
Polyporites clarus N. Metch.
Frenela minor Mal.
Ericaceae gen. sp.

DISCUȚII ASUPRA ASOCIAȚIILOR SPORO-POLINICE

Complexul sporo-polinic al liasicului din forajul Sirinia cuprinde spori din familia *Osmundaceae*, cu predominarea genului *Todisporites major*, spori din grupa *Lophotriletes*, spori de *Gleichenia*, spori de *Matoniaceae* și spori de *Cheiropleuria compacta*, caracteristici pentru jurasicul inferior. În complexul polinic al liasicului se remarcă mult polen de *Ginkgoales*, *Ginkgo typica* și *Ginkgo praeacuata* și mai puțin polen de *Bennettitales* și *Cycadales*. Se remarcă prezența polenului de conifere vechi, cu sacii aeriferi nediferențiați (*Protoconiferae* și *Protopinus*), și apariția coniferelor noi, la care încep să se diferențieze sacii aeriferi (*Pinus* și *Abies*). Apare polenul de *Podozamites* din familia *Araucariaceae* și de *Caytonia* din familia *Caytoniales*, cu mare importanță pentru complexul sporo-polinic al liasicului.

Vegetația în timpul liasicului a fost reprezentată prin păduri de conifere asociate cu *Ginkgoales*, *Bennettitales*, *Cycadales* și diferite specii de ferigi. Această floră s-a dezvoltat în condiții de climă caldă și umedă, furnizînd materialul din care s-au format zăcămintele de cărbuni.

În complexul sporo-polinic al doggerului, se observă prezența sporilor de ferigi, *Gleicheniaceae* și *Osmundaceae* și a polenului de *Ginkgoales* și *Gymnospermae*. Dintre *Osmundaceae*, apare *Todites trivialis*, caracteristic pentru depozitele jurasicului mediu. Se remarcă prezența polenului de *Pinus*. Genul *Classopollis* apare din permian, dar are mare dezvoltare în dogger și malm. Spre sfîrșitul doggerului apare polenul de *Pagiophyllum*, tipic reprezentant al florei jurasice, caracteristic pentru dogger. Se remarcă prezența în mare cantitate a elementelor de microplancton (*Leiosphaeridae* și *Hystricosphaeridae*).

Vegetația reprezentată prin ferigi, *Ginkgoaceae* și *Gymnospermae* s-a dezvoltat în condiții de climă caldă și mai umedă decît cea din liasic.

Complexul sporo-polinic al malmului, cuprinde spori de *Filicales* și *Gleicheniaceae* și polen de *Cycadaceae*. Predomină elementele de microplancton, *Leiosphaeridae* și *Hystricosphaeridae*.

Din analiza asociației sporo-polinice a cretacicului inferior, se observă că, pe lîngă vegetația care se continuă din jurasic, apar specii noi. Alături de sporii de criptogame vasculare și polenul de *Ginkgoaceae* și *Cycadaceae*, apare polenul de *Chamaecyparis* (*Pinaceae*) și de *Taxodiaceae*. Menționăm apariția polenului de *Castanea*, precum și a polenului de *Protoquercus* specific pentru hauterivian și care dispare la sfîrșitul cretacicului inferior. Remarcăm prezența polenului de *Cupressaceae* (*Frenela minor*) și a celui de *Ericaceae*, care este citat în literatură în cretacicul mediu.

Vegetația reprezentată prin păduri de conifere asociate cu *Ginkgoales*, *Cycadales* și ferigi s-a dezvoltat în condiții de climă caldă și umedă.

Asociațiile sporo-polinice stabilite sînt concludente pentru liasic, dogger și hauterivian (cretacic inferior). Revenind la complexul liasic, care este și cel mai bogat, se poate spune că el confirmă vîrsta stabilită de antecercetători pe bază de faună și floră, pentru depozitele din zona Sirinia, dar nu permite subdivizarea liasicului. Complexul doggerului de culoare roșie, deși sărac, deoarece provine din roci calcaroase ne-a permis identificarea depozitelor jurasicului mediu. Malmul, constituit în

general din depozite calcaroase roșii, nu poate fi identificat palinologic și separat de cretacicul inferior.

În ceea ce privește cretacicul inferior, a fost identificat hauterivianul, al cărui conținut palinologic este caracteristic.

Răspîndirea pe verticală a sporilor și polenului în zona Sirinia (Banat)

Denumirea speciilor	Liasic	Dogger	Malm	Cretacic inferior
Sporopollenites circumdatus Thierg.	+			
Cyathidites minor Couper	+			
Laevigatosporites ovatus Wl. și Wb.	+		+	+
Ginkgo typica (Mal.) Bolch.	+	+		+
Cheiropleuria compacta Bolch.	+			
Todisporites major Couper	+			
Bennettites dilucidus Bolch.	+			
Bennettiteae Pollenites reclusus Thierg.	+			
Lophotriletes sp.	+			
Protopinus sp.	+			
Polypodiaceae gen. sp.	+			+
Podozamites sp.	+			
Matonisporites equiexinus Couper.	+			
Caytonia oncodes Harris	+			
Abies sp.	+			
Pinus sp.	+	+		
Protoconiferae sp.	+			
Cycadaceae gen. sp.	+			+
Gleichenia sp.	+		+	
Ginkgo praeacuata Bolch.	+			
Gleichenia senonica (Ross.) Grig.		+		
Classopollis itunensis Reyre Yves		+		
Todites trivialis Klim.		+		
Pagiophyllum sp.		+		
Cycas glabra Bolch.			+	
Spheripollenites scabratus Couper	+			+
Brochotriletes vulgaris Naum.				+
Leiotriletes tenuis Mal.				+
Chamaecyparis schuzkii Bolch.				+
Protoquercus agdjakendensis Bolch.				+

Denumirea speciilor	Liasic	Dogger	Malm	Cretacic inferior
Castanea vakhrameevii Bolch.				+
Taxodiaceae gen. sp.				+
Polyporites clarus N. Metch.				+
Frenela minor Mal.				+
Ericaceae gen. sp.				+

MESOZOIC SPORO-POLLEN ASSOCIATIONS IN THE DRILLINGS AT SIRINIA

ABSTRACT

The palynological studies carried out in the Sirinia area aimed at determining the local Mesozoic horizons. Forty cores of the Sirinia drillings were studied palynologically.

The Liasic deposits contain many spore and pollen types, characteristic of this epoch : *Cheiripleuria compacta* Bolch., *Todisporites major* Couper, *Podozamites* and *Pinus*.

The vegetation of Lias, representend by *Bennettitalae*, *Ginkoalae*, *Bycadalae* and *Gimnospermae*, is very important from both botanical and palynological standpoints.

In Dogger the same taxonomic groups are found but the sporo-pollen complex differs by the appearance of the genera *Todites trivialis* Klim (*Osmundaceae*) and *Pagiophyllum* (*Araucariaceae*). The Malm is represented by a poor and unconvincing sporo-pollen association, which did not allow identification of the deposits from palynological point of view.

The Cretaceous has a relatively poor palynological content. During the Berriassian—Valanginian only microplankton elements such as *Hystricosphaeridae* and *Leiosphaeridae* were encountered. In the Hauterivian, the appearance of *Angiospermae*, *Cupressaceae* and of some new types of *Pinnaceae* pollen is to be remarked.

These palynological associations confirm the age of the deposits previously established by investigations on fauna and flora.

In the limits of the Lower Cretaceous, the Hauterivian was identified.

BIBLIOGRAFIE

1. Balteș N. și Beju D., *Contribuțiuni palinologice la cunoașterea depozitelor forate în platforma moesică*, Asociația Geologică carpato-balcanică, Congresul al V-lea, București 1963, **III**, *1*, 1961.
2. Bolchovitina N. A., *Sporovo-pîlțevaia haracteristica melovîh otlojenii țentralnîh oblastei SSSR*, Trudî 145, Moscova, 1953.
3. Couper R. A., *British Mesozoic microspores and Pollen grains. A systematic and stratigraphic study*, Palaeontogr., Stuttgart, 1958, *103* B.
4. Kremp G. O. W., *Catalog of Fossil Spores and Pollen*, Pennsylvania, 1958—1960, **8—9—10**.

5. Pocock Stanley A. Y., *Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurrassic-Cretaceous boundary in the western Canada plains*, Palaeontogr., Stuttgart, 1962, *111* B.
6. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Svinița — Fața Mare*, Bul. șt. Acad. R.P.R. 1953, **V**, *2*.
7. Reyre Yves, *Première contribution à l'étude de Spores et Pollens du Secondaire Saharien*, Rev. Micropaléont., 1964, **6**, *4*.
8. Semaka Al., *Observații asupra florelor paleomezozoice din danubianul Banatului*, Dări de seamă Com. geol., 1960, **XLVII**, 1959—1960.
9. Thiergart Fr., *Der stratigraphische Wert Mesozoischer Pollen und Sporen*, Palaeontogr., Stuttgart, 1949, *89* B.
10. . * . *Pîlța i spori Zapadnoi Sibiri*, Jura-Paleoțen, Trudî 177, Moscova, 1961.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 25 mai 1966.

ANALIZA MINERALOGICĂ A ROCILOR CAOLINOASE DIN HARGHITA DE NORD

DE

I. TREIBER

55 (05)

Rocile caolinoase din Harghita de nord pot fi împărțite (6) în roci drimare sau autohtone, formate în urma proceselor postvulcanice (cele de la obîrșia pîraielor Loc, Mădăraș și Ivo și de la Băile Harghita), și secundare sau alohtone, rezultate prin transport și sedimentare (cele de la Văcărești — Bazinul Ciuc).

Rocile caolinoase primare sînt de natură hidrotermală și se prezintă în formă de fîșii mărginite de zone de roci propilitizate, silicifiate, limonitizate etc. Între roca caolinoasă și andezitele cu diferite grade de alterare se observă o trecere treptată. Dispoziția în fîșii se explică prin circulația soluțiilor hidrotermale de-a lungul liniilor de fracturi principale și secundare.

Alterarea rocilor începe cu transformarea componenților melanocrați în clorit, serpentin, epidot ; în același timp sau mai tîrziu începe transformarea feldspaților în sericit și calcit, apoi în minerale argiloase.

Cercetările noastre asupra rocilor alterate din lanțul vulcanic Călimani-Harghita au dovedit că propilitizarea și caolinizarea sînt două faze consecutive ale aceluiași proces de alterare, iar concomitent cu acestea are loc și silicifierea.

Pentru a ne da seama de compoziția mineralogică a rocilor caolinoase din nordul Harghitei, am supus analizei termodiferențiale, roentgenografice, electronomicroscopice și chimice tipurile de roci caolinoase mai caracteristice din diferite ocurențe. Figura 1 reprezintă curbele termodiferențiale ale acestor roci caolinoase, iar pentru comparare în figura 2 redăm și termograma caolinului etalon din Zettlitz, precum și a halloisitului hidrotermal din Baia Mare.

Comparîndu-se termogramele obținute prin analiza rocilor caolinoase din nordul Harghitei cu cele ale caolinului etalon, se observă anumite diferențe în ceea ce privește configurația curbelor. Aceste diferențe se datoresc pe de o parte, impurităților iar pe de altă parte naturii rocilor caolinoase din Harghita de nord.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 267–272 București 1968

În afară de efecte bine evidențiate între 500 și 600°C și între 900 și 1 000°C, care denotă prezența caolinitului, prezintă și unele particularități : termograma rocii caolinoase din pîrîul Loc (fig. 1, termograma 1) se lățește între 500 și 600°C, prezentînd două efecte endoterme, dintre care cel de la 573°C denotă influența cuarțului, iar peste 700°C apare un alt efect endoterm datorat, probabil, prezenței montmorillonitului. În termograma 2 (Mădăraș), bucla exotermă în jur de 200°C este cauzată de

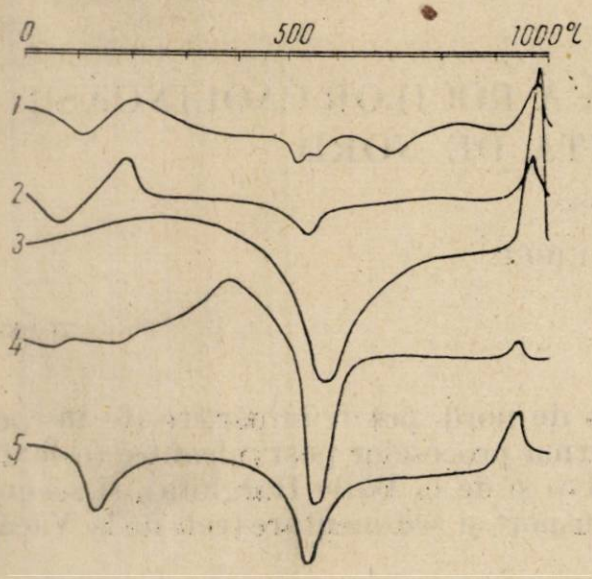


Fig. 1. — Termogramele obținute prin analiza termodiferențială a rocilor caolinoase din Harghita de nord.
1, pîrîul Loc ; 2, pîrîul Mădăraș ; 3, pîrîul Ivo ; 4, Băile Harghita ; 5, Văcărești.

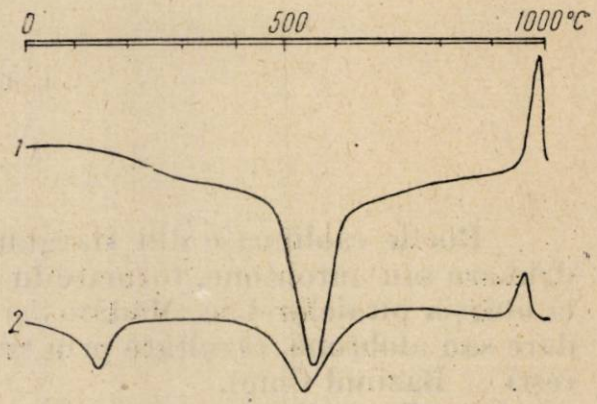


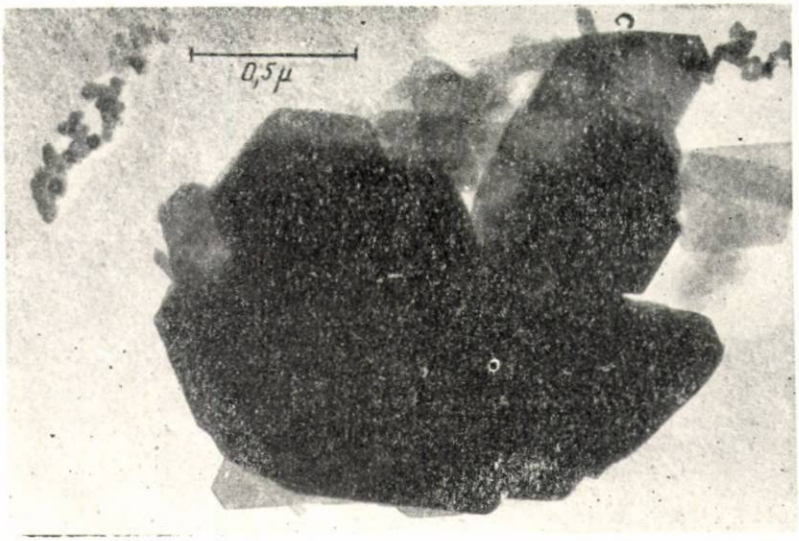
Fig. 2. — Termogramele materialului caolinos etalon. 1, caolin Zettlitz ; 2, halloisit Baia Mare.

arderea unor materii organice. Lățirea efectului endoterm al termogramei 3 (Ivo) la 600°C ar putea indica prezența dickitului. Vîrful exoterm în jur de 400°C la termograma 4 (Băile Harghita) denotă prezența piritei, iar configurația termogramei 5 (Văcărești) este asemănătoare cu termograma halloisitului etalon din Baia Mare (fig. 2, termograma 2).

Halloisitul $Al_2(OH)_4\ Si_2O_5 \cdot 2\ H_2O$ a fost descris pentru prima dată în 1926 de P. Berthier (2). Mai tîrziu, S. C. Ross și F. P. Kerr (5) atrag atenția asupra faptului că halloisitul apare sub două forme : una alungită, iar alta izometrică. M. Mehmel (4) propune pentru varianta alungită, hidratată denumirea de halloisit, iar pentru varianta izometrică mai slab hidratată denumirea de metahalloisit. L. T. Alexander (1943) propune ca denumirea de halloisit să fie păstrată pentru varianta mai puțin hidratată, iar pentru cea hidratată să introducă termenul de endellit. C. M. D. MacEvan (1947) este de părere ca pentru ambele forme să se folosească denumirea de halloisit, specificînd însă gradul de hidratare. Congresul internațional de știință a solului din Amsterdam a acceptat această propunere.

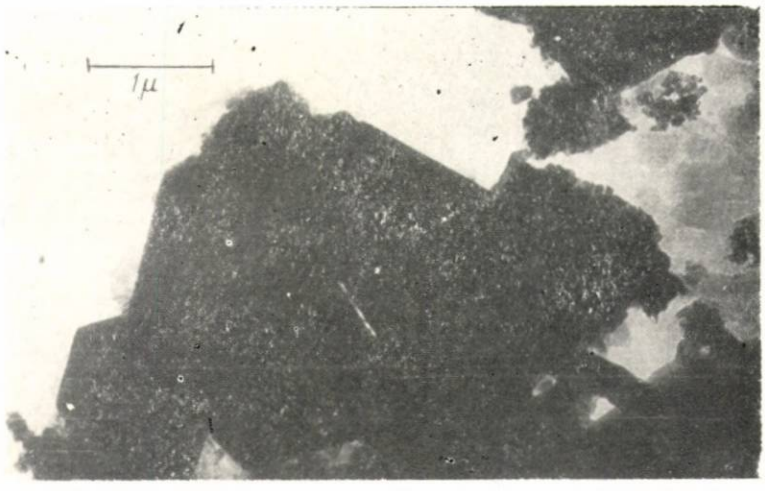
Tabelul nr. 1 redă rezultatele analizelor chimice ale rocilor caolinoase din nordul Harghitei.

În interpretarea rezultatelor analizei chimice trebuie să menționăm conținutul ridicat în bioxid de siliciu al probelor de la pîraiele Loc, Mădă-

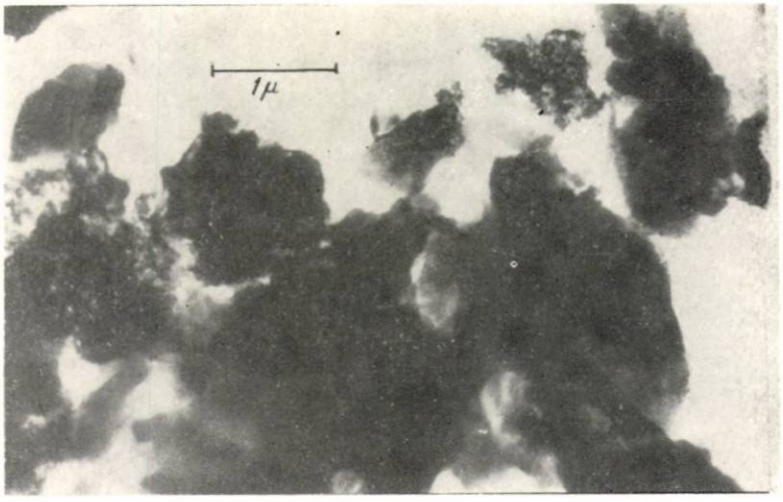


1

Electronomicrofoto *1—2*, dickit și caolinit din materialul de la pîrîul Ivo.



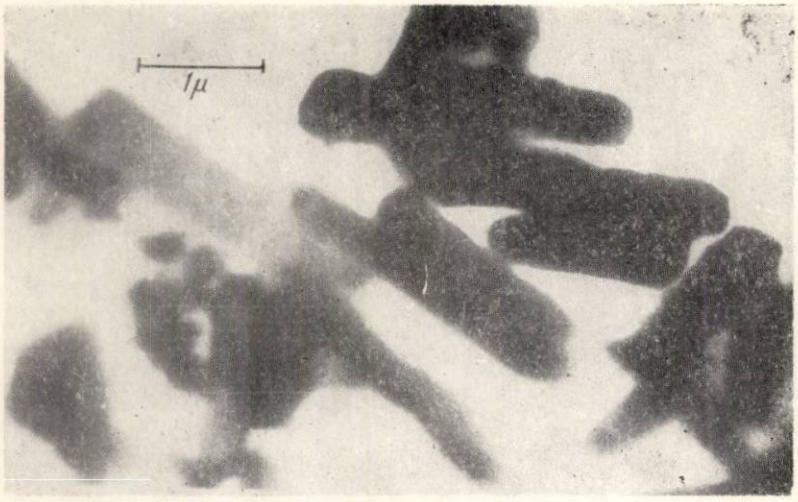
2



3

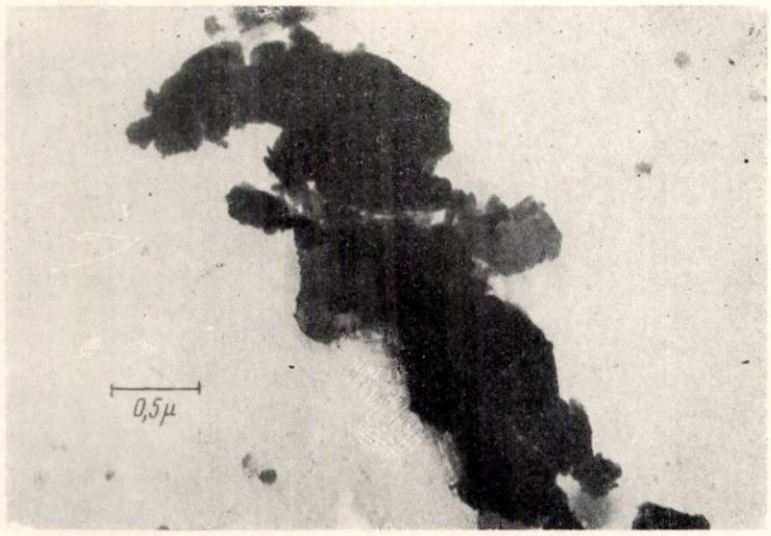
Electronomicrofoto *3*, montmorillonit din materialul de la pîrîul Loc.

PLANȘA I



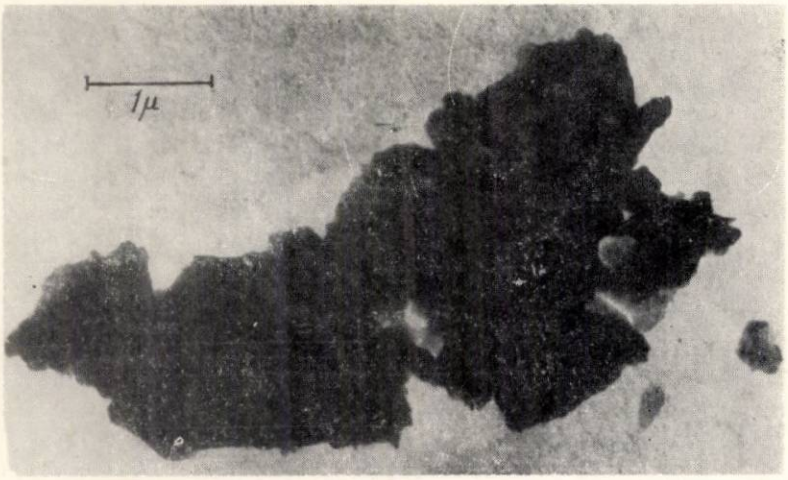
4

Electronomicrofoto *4*, halloisit cu varianta alungită ma. hidratată de la Văcărești



5

Electronomicrofoto *5—6*, halloisit cu varianta izometrică mai puțin hidratată de la Văcărești.



6

Tabelul nr. 1

Rezultatele analizei chimice

Oxizi / Ocurențe	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O K_2O	Analizat
Pîrîul Loc	76,46	16,27	0,95	0,56	0,35	—	C. Brassai
Pîrîul Mădăraș	73,11	13,37	1,37	0,30	0,23	—	„
Pîrîul Ivo	66,60	26,90	0,20	0,13	0,38	0,77	I. Banyai
Băile Harghita	49,12	33,01	2,82	0,12	0,29	0,80	C. Brassai
Văcărești	45,92	32,81	0,12	0,38	—	—	„

raș, Ivo, precum și conținutul ridicat în oxid de fier al probei de la Băile Harghita. Comparînd rezultatele analizei chimice cu datele analizelor termodiferențiale, putem constata următoarele : conținutul mai ridicat în bioxid de siliciu al materialului caolinos de la pîrîul Loc rezultă din cuarț liber și silice amorfă (efect endoterm la 573°C și efect lățit în jur de 100°C), iar carbonatul de calciu se prezintă într-o cantitate indeterminabilă cu metoda termodiferențială.

La proba de la Mădăraș, conținutul ridicat în bioxid de siliciu se poate atribui numai silicei amorfe, iar la proba de la pîrîul Ivo efectul cuarțului liber este acoperit de efectul endoterm al dickitului. La materialul caolinos de la Băile Harghita, conținutul ridicat al fierului este indicat de pirită, prezentînd un efect exoterm în jur de 400°C.

Rezultatele analizei roentgenografice (tabelul nr. 2) ne arată că rocile caolinoase din nordul Harghitei sînt alcătuite dintr-un amestec de minerale argiloase. Acest amestec este format dintr-un mineral cu rețea extensibilă din grupul montmorillonitului, apoi din caolinit și dickit (Ivo). Pe lîngă liniile caracteristice ale acestor minerale, mai apar și cele ale cuarțului, respectiv ale calcitului, precum și ale piritei (Băile Harghita) (d/n = 3,35 : 3,34 :1,82 : 1,54 : 1,38, respectiv 3,03 : 1,86 : 1,59, precum și 2,69 :2,40).

Liniile roentgenografice ale materialului caolinos de la Văcărești sînt mai slabe și puțin difuze, fiind prezente liniile caracteristice pentru halloisit, d/n = 9,74 : 7,50 : 4,42 : 1,74 :1,34. Pe roentgenogramele acestui material mai apar și liniile inferioare ale caolinitului și montmorillonitului.

Avînd în vedere că liniile caracteristice pentru mineralele argiloase sînt mai slab reprezentate, s-au efectuat și fotografii electronomicroscopice din fracțiunea argiloasă (0,001 mm) a materialului caolinos din Harghita de nord (planșa I). Aceste fotografii arată existența a patru feluri de minerale argiloase din ocurențele cercetate : dickit cu contururi hexagonale mai mari, caolinit cu contururi hexagonale regulate mai mici, montmorillonit cu forme izometrice și cu contururi neregulate spălăcite la margini, halloisit cu varianta alungită mai hidratată și cu varianta izometrică mai puțin hidratată.

Tabelul nr. 2

Rezultatele analizei roentgenografice

Dickit (după Şedleţki)		Caolinit (după Şedleţki)		Halloisit etalon Baia Mare		Roca caolinoasă									
						pîrîul Loc		pîrîul Mădăraş		pîrîul Ivo		Băile Harghita		Văcăreşti	
intensitatea	d/n	intensitatea	d/n	intensitatea	d/n	intensitatea	d/n	intensitatea	d/n	intensitatea	d/n	intensitatea	d/n	intensitatea	d/n
				i.	13,20	i.	12,25	i.	13,42	i.	12,90	i.	11,36	i.	13,40
				i.	9,78									s.	9,74
				s.	7,50									s.	7,50
f i.	7,18	f.i.	7,14			f.i.	7,14	i.	7,14	i.	7,16	i	7,16	s.	5,14
				s.	6,61										
i.	4,45	f.i.	4,46	s.	4,48	i.	4,50	i.	4,45	s.	4,42	i.	4,49	s.	7,42
i.	4,14	i.	4,16	i.	4,03	i.	4,15	s.	4,17	s.	4,10	s.	4,11	f.s.	4,11
		m.	3,86					s.	3,87						
m.	3,79														
f.i.	3,59	f.s.	3,61			i.	3,57	s.	3,57	i.	3,60	i.	3,62		
s.	3,43													s.	3,40
		s.	3,36			i.	3,34	s.	3,34	f.s.	3,35				
f.s.	3,27			s.	3,25										
s.	3,09	f.s.	3,09	i.	3,04	s.	3,03								
s.	2,92														
s.	2,79	f.s.	2,78									i	2,69	s.	2,80
m.	2,56	i.	2,57			s.	2,60	s.	2,57	s.	2,58	s.	2,58		

i.	2,50									s	2,48				
s.	2,39											s.	2,41		
		f.i.	2,35												
						i.	2,33	f.	2,34	i.	2,36				
f.i.	2,32	i.	2,29	s.	2,31					i.	2,34	s.	2,30	s.	2,31
s.	2,21	f.i.	2,20			i.	2,21	s.	2,20	f.s.	2,22	s.	2,22		
f.s.	2,11														
i.	1,97	m.	1,99							i.	1,98	s.	1,99		
f.s.	1,89	s.	1,95												
m.	1,85	s.	1,84			s.	1,86								
i.	1,79	s.	1,79	f.s.	1,78	i.	1,82	s.	1,81	s.	1,80				
m.	1,64	f.s.	1,63	i.	1,63					s.	1,66	s.	1,63	s.	1,67
m.	1,59	s.	1,54			s.	1,59								
i.	1,48	i.	1,49	i.	1,49	s.	1,48	s.	1,50			f.s.	1,50		
s.	1,46	f.s.	1,45			s.	1,45			s.	1,46			f.s.	1,47
s.	1,43														
s.	1,38	f.s.	1,39	i.	1,38	s.	1,38	f.s.	1,39			f.s.	1,38		
s.	1,37	f.s.	1,37												
		m.	1,34	i.	1,34									s.	1,43
i.	1,31	m.	1,31									f.s	1,31		
s.	1,28														
		m.	1,28												
s.	1,23														
		m.	1,24												
m.	1,19														

f. i. = foarte intens; i = intens ; s = slab : f. s. = foarte slab.

În concluzie, putem afirma că rocile caolinoase din Harghita de nord sînt formate, în general, din montmorillonit, dickit, caolinit şi halloisit.

Soluţiile hidrotermale au asigurat alterarea componenţilor rocilor, dînd naştere la montmorillonit, şi treptat a mineralelor din grupa caolinitului. Materialul de la Văcăreşti este de natură sedimentară (prezentînd şi stratificaţii evidente) şi provine din materialul caolinos al Harghitei de nord. Acest material, rezultat prin procese hidrotermale în prima fază de erupţie a Harghitei de nord, a fost antrenat şi acumulat în Bazinul Ciucului, iar sub influenţa factorilor externi, în funcţie de schimbarea pH-lui, s-a transformat în parte în halloisit.

MINERALOGICAL STUDY OF CAOLIN ROCKS IN NORTH HARGHITA AREA

ABSTRACT

The caolin rocks in North Harghita area may be divided into : 1. Primary rocks, — a result of postvolcanic processes (samples from Loc, Mădăraş and Ivo brooks and Băile Harghita), and 2. secondary rocks, which are the result of sedimentation (sample from Văcăreşti Ciuc basin).

These rocks were investigated by means of thermodifferential, chemical, x-ray and electron microscopical methods. The materials from the first group (Loc, Mădăraş, Ivo brooks and Băile Harghita) contain predominantly clayey minerals from the groups of montmorillonite and kaolinite (montmorillonite dickite, kaolinite). The samples collected from Văcăreşti (derived from kaolinite rocks of the first eruption phase of Harghita volcanic range — and accumulated in the Ciuc basin) contain halloysite resulted from the transformation of the above two clayey mineral groups.

BIBLIOGRAFIE

1. Alexander L. T., Faust G., Hedricks S. B. a. Insley H., *Relationship of the clay minerals halloysite and endellite*, Amer. Min., Menasha, Wisconsin, 1943, *28*.
2. Berthier P., *Analyse de l'halloysite*, Ann. Chim. Phys., 1926, *32*.
3. MacEvan C. M. D., *Halloysite nomenclature*, Min. Mag., 1947, *28*.
4. Mehmel M., *Über die Struktur von Halloysit und Metahalloysit*, Zeitsch. Krist., 1935, *90*.
5. Ross S. C. a. Kerr F. P., *Halloysite and Allophane*, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1934, *185*-G.
6. Treiber I., *Adatok az Észak-Hargita geológiai felépítéséhez és a hargitai kaolinos kőzetek vizsgálához*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, 1959, **11**, *1*.

Catedra de mineralogie
Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj.

Primit în redacţie la 11 martie 1966.

ASUPRA PREZENȚEI UNEI SPECII DE *LIMNOCARDIUM* ÎN LEVANTINUL DIN ZONA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR

DE

G. PALIUC

55 (05)

Între anii 1935 și 1939, am efectuat ridicări geologice în neogenul de la curbura Carpaților. Printre regiunile studiate a fost și o parte din zona colinară marginală ce se învecinează la est și sud-est cu Cîmpia Română.

Un element tectonic important în această regiune este structura anticlinală Berca. În urma unei cartări foarte detaliate, am întîlnit în levantinul flancului sud-estic al acestui anticlinal un strat de cîțiva metri de argile și marne nisipoase, care, pe lîngă fosilele caracteristice levantinului, conținea și o specie necunoscută de limnocardiid. E. Jekelius, care a determinat fosilele, a arătat că este vorba de un *Limnocardium*, o fosilă necunoscută pînă atunci. Faptul era cu atît mai interesant cu cît aceasta apărea în levantin, care este o formațiune de apă dulce.

Aceste rezultate, cuprinzînd și descrierea fosilelor însoțite de fotografii, au fost inserate în rapoarte geologice [1], găsite astăzi în arhivele Ministerului Petrolului și Comitetului de Stat al Geologiei.

★

Anticlinalul Berca, dezvoltat în zona ultimelor coline spre Cîmpia Română, avînd direcția generală NE—SV, este tăiat în două de rîul Buzău. La sud rămîne scufundarea axială sud-vestică a structurii, iar la nord se dezvoltă zona ei de ridicare axială maximă.

De o parte și de alta a rîului Buzău se întind terasele acestui rîu, dintre care cea inferioară trece spre est în Cîmpia Română.

Formațiunile expuse care iau parte la alcătuirea acestui anticlinal sînt sarmațianul și pliocenul. Datorită unei importante falii longitudinale,

[1] G. R. 965, Dr. G. Paliuc, *Additional fieldwork to Dr. Tercier's survey (G. R. 962), of the region situated between Buzău River, V. Nișcovului, Bărbănceşti and V. Scriptori* 20.III.1963.

G. R. 1001, Dr. G. Paliuc, *Geological Report on the Berca-Arbanași Region*, Cîmpina, 5-th may 1939.

în parte axială, anticlinalul Berca prezintă o alcătuire asimetrică, avînd flancul nord-vestic mai ridicat şi împins parţial peste flancul sud-estic, scufundat. Datorită acestui fapt, sarmaţianul, cea mai veche formaţiune expusă, apare numai în flancul nord-vestic al acestuia; în flancul sud-estic, cea mai veche formaţiune expusă este meoţianul.

Noua specie de *Limnocardium* a fost găsită de noi numai în levantinul din flancul sud-estic al anticlinalului (fig. 1).

Formaţiunea cea mai nouă cunoscută în care mai apare *Limnocardium* este dacianul, şi anume stratele de sub complexul cu cărbuni, care mai conţin rari *Prosodacna* şi care prezintă deja un facies mai îndulcit. Deasupra acestuia dispar cu desăvîrşire cardiaceele daciene, ceea ce marchează începutul unui regim de apă dulce, în care se depune ultimul etaj al pliocenului. O dată cu dispariţia cardiaceelor apar gasteropodele, reprezentate prin *Helix*, *Planorbis* (forme tipice de apă dulce), apoi prin unionizi cu scoica groasă şi sculptată, atît de caracteristici levantinului.

Limita levantin — dacian a fost fixată imediat deasupra ultimelor cardiacee daciene, punct care corespunde cu apariţia primelor forme de *Helix* şi *Planorbis*.

Litologiceşte, levantinul inferior este alcătuit din argile nisipoase, nisipuri, marne nisipoase, uneori foarte închise la culoare şi chiar cărbunoase. Din loc în loc apar şi intercalaţii grezoase. La aproximativ 400 — 450 m deasupra limitei sale inferioare, levantinul conţine uneori intercalaţii de cărbuni ce ajung pînă la 30 cm grosime. Înspre partea sa superioară, levantinul devine mai nisipos, apoi trece în pietrişuri cu intercalaţii de nisipuri şi gresii.

Orizontul cu *Limnocardium* se situează la aproximativ 500 m deasupra limitei inferioare a levantinului şi a putut fi urmărit prin mai multe deschideri, care se înşiră pe o distanţă de aproape 15 km. Între ultima deschidere spre nord (din valea Balaurul) şi cele de la Pleşcoi este o distanţă cam mare, lipsită de fosile, datorită în realitate absenţei de deschideri în această zonă, regiunea fiind acoperită de culturi şi păduri. Fără îndoială că acest orizont continuă spre nord-est în bazinul Rîmnicu-Sărat.

SUR LA PRÉSENCE D'UNE ESPÈCE DE *LIMNOCARDIUM* DANS LE LEVANTIN DE LA ZONE DES CARPATES DE COURBURE

RÉSUMÉ

Une espèce nouvelle de Limnocardiidés a été trouvée dans le Levantin du flanc sud-est de la structure Berca (region de Buzău). Cette découverte est d'autant plus intéressante qu'il s'agit d'une espèce typique d'eau salée apparaissant dans une formation d'eau douce.

Cette espèce, déterminée par E. Jekelius, a été trouvée dans un horizon argilo-sablonneux, à environ 500 m au-dessus de la limite inférieure du Levantin; elle se trouvait associée à des fossiles typiques d'eau douce comme *Helix*, *Planorbis*, *Unio*, à coquille épaisse et sculptée.

L'horizon à *Limnocardium* n. sp. a été suivi sur une distance d'environ 15 km et il est bien probable qu'il se continue vers le nord-est dans le bassin de la vallée du Rîmnicu-Sărat.

ASUPRA UNOR FORME DE *SALVINIA* DIN ROMÂNIA

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55 (05)

Genul *Salvinia* Guett. este puțin citat ca fosil din România. Pînă în 1964 se cunoșteau ca descrise sau citate numai următoarele forme:

1887 *Salvinia oligocaenica* Staub, acvitanian, valea Jiului.

1954 *Salvinia reussi* Ett., Barbu, dacian, Temișani.

1956 *Salvinia oligocaenica* Staub, Mateescu, oligocen-acvitanian, Uricani.

1964 *Salvinia* sp., Givulescu, panonian, Sărmășag.

Prin bunăvoința conducerii Institutului geologic din București, precum și a ing. I. Mateescu, ne-a fost posibil să examinăm cîteva resturi de *Salvinia* provenind din valea Jiului. Dacă adăugăm acestor resturi și o revizuire a materialului mai sus citat, atunci vom fi în situația de a avea la îndemînă o listă mai completă a speciilor fosile de *Salvinia* din România [1].

Salvinia oligocaenica Staub

Această formă a fost descrisă în 1887 din acvitanianul văii Jiului (226, t. 19, fig. 2 și 2, *a*). Încă în 1907, F. Pax observă că ea prezintă o mare asemănare cu *S. mildeana* Goepp. Cu toate acestea, în 1919 R. Florin o tratează ca pe o formă independentă. În 1956, K. K. Shaparenko trece forma *S. oligocaenica* Staub în cercul de afinitate al formei *S. mildeana* Goepp. Sîntem de părere că această reunire este întru totul justificată, deoarece însăși figura executată de M. Staub arată aceeași dispoziție a papilelor ca și forma *S. mildeana*. Cît privește forma și mărimea frunzelor, acestea se încadrează de asemenea în cercul de afinitate amintit.

[1] Ținem să mulțumim și pe această cale prof. dr. R. Kräusel (Frankfurt pe Main), prof. dr. R. Florin (Stockholm) și dr. T. N. Baikovskaia (Leningrad) pentru preioasele informații.

Cît privește forma de *Salvinia oligocaenica* descrisă de I. Mateescu, aceasta reprezintă o frunză mare, care a fost lată de cel puțin 20 — 25 mm și lungă de 30 mm, cu alte cuvinte întrece cu mult dimensiunile date pentru forma tip *Salvinia oligocaenica*. Examinarea originalului, care se găsește în colecția Institutului geologic din București, ne-a arătat că este vorba în realitate de *S. mildeana* Goepp. tipică. Impresiunea arată perfect celulele deptunghiulare ușor oblice, la colțurile cărora se găsesc cele patru papile. Această înfățișare este absolut tipică și corespunde întru totul figurii 9 *a*, dată de K. K. Shaparenko. Cît privește mărimea, aceasta nu este prea caracteristică și poate să varieze foarte mult, așa cum a arătat K. K. Shaparenko în statisticile și figurile lui.

S. mildeana este comparată cu *S. oblongifolia* Mart., o ferigă acvatică tipic tropicală din Brazilia.

În concluzie, putem afirma că în valea Jiului este prezentă numai *S. mildeana* Goepp. iar *S. oligocaenica* Staub este un taxon ce trebuie eliminat.

Salvinia reussi Ett.

Forma aceasta a fost descrisă în 1954 de I. Z. Barbu din pliocenul superior de la Temișani (22, t. 1, fig. 4). Autorul precizează însă că materialul prezintă o stare de conservare foarte precară. Nu putem judeca materialul decît după figură, întrucît originalul nu ne-a fost accesibil. Este vorba, indiscutabil, de *Salvinia*. Cît privește însă determinarea specifică, aceasta trebuie pusă sub semnul întrebării din următoarele motive :

— *S. reussi* nu a fost citată nicăieri dincolo de miocen. Se pare că ea nu a trecut de limita mio-pliocen și în nici un caz nu a ajuns în pliocenul superior.

— K. K. Shaparenko reunește pe *S. reussi* Ett. cu *S. mildeana* Goepp., cu alte cuvinte desființează acest taxon ; dar nici *S. mildeana* nu a fost citată dincolo de miocenul superior.

— Am avea deci de-a face în acest caz cu o formă ce poate fi comparată cu salviniile tropicale (*S. oblongifolia* Mart.), situație care nu ar putea fi explicată în pliocenul superior și nu este în concordanță cu celelalte fosile găsite aici.

Vom menține deci această formă sub denumirea *Salvinia* sp.

Salvinia sp.

A fost descrisă în 1964 de autor din panonianul de la Sărmășag (Sălaj) (t. 1, fig. 1, 6 și 7). Din lipsă de literatură, atunci nu a putut fi precizată și apartenența specifică. Sîntem acum în situația de a o putea face, fiind de părere că este vorba de *Salvinia sunschae* Palib. Resturile pe care le-am colectat reprezintă impresiuni pe argile fine, întărite prin coacere și colorate în roșu, argile ce apar ca intercalații între stratele de cărbuni. Impresiunile sînt de formă rotundă pînă la scurt-eliptice, cu lățimea maximă submijlocie, au o bază cordiformă și un vîrf emarginat. Lungimi 7—10 mm. Nervațiunea este bine păstrată, fiind vizibile atît nervura principală, cît și cele secundare ; nervurile terțiare,

în schimb, nu se văd. Pe suprafața impresiunii se mai poate observa cu lupa o rețea foarte fină hexagonală, care umple spațiul dintre nervurile secundare. Specifice acestei forme sînt gropițele, respectiv ridicăturile, care se înșiră în lungul nervurilor secundare. Ele sînt vizibile și pe materialul nostru, ce e drept foarte slab, probabil pentru că nu erau prea dezvoltate nici pe materialul viu. Materialul nostru este foarte asemănător cu cel descris și figurat de I. V. Palibin; se deosebește totuși în alcătuirea marginii, care pe original este prevăzută cu perișori fini.

S. sunschae a fost descrisă pînă acum numai din miocenul mediu (tortonian) din Caucazul de nord de către I. V. Palibin.

În materialul aparținînd colecției I. Mateescu, material provenit tot din valea Jiului, am mai determinat următoarele forme:

Salvinia ovoidea n. sp.

Este reprezentată printr-o pereche de frunzișoare bine conservate ce aparțin grupei „*carinatae*".

Frunza este mică (20×9 mm), ovat-alungită, cu vîrful scurt și rotunjit (?), cu baza asimetrică și ușor cordiformă. Marginile frunzei sînt mai mult sau mai puțin paralele. Nervura principală, puternică, apare sub forma unei creste. Foarte numeroase nervuri secundare sînt dispuse în formă de evantai: la bază sînt îndoite în jos, ceva mai sus stau perpendicular pe nervura principală, iar de la mijlocul frunzei în sus se îndoaie înspre vîrf. Aceste nervuri secundare sînt legate între ele prin anastomoze drepte sau oblice, așa încît iau naștere cîmpuri rombice sau dreptunghiulare, care conțin una sau mai multe papile neregulat așezate.

Grupa „*carinatae*" cuprinde, după K. K. Shaparenko, ca reprezentanți fosili numai pe *S. mildeana* Goepp. și *S. elliptica* Newb. ex Hollick. Întrucît exemplarul descris se deosebește net de aceste forme și de alte forme fosile de *Salvinia*, trebuie să admitem că este vorba de o specie nouă, căreia îi propunem numele de *Salvinia ovoidea*.

Holotypus: in der Sammlung Ing. I. Mateescu, Bukarest, Abb. 3.

Derivatio nominis: nach der Form des Blattes.

Stratum tipicum: Oberes Oligozän-Acvitan.

Locus tipicus: Uricani (Schiltal), Bez. Hunedoara.

Diagnosis: ein Exemplar. Kleines verlängert-eiförmiges Blatt, mit kurzer, abgerundeten (?) Spitze, assymetrischer und leicht herzförmiger Basis. Kräftiger Hauptnerv in Form eines Kammes. Zahlreiche Sekundärnerven die fächerförmig angeordnet sind, und durch gerade oder quere Anastomosen verbunden sind, so daß gut abgesonderte rechteckige oder rhombische Felder entstehen, die eine oder mehrere kleine unregelmäßig angeordnete, Höcker enthalten.

Cît privește forma corespondentă recentă, nu ne putem pronunța momentan în lipsa unui material comparativ actual. În orice caz, această formă va trebui căutată printre formele tropicale de *Salvinia*.

Salvinia sp. (ex. gr. *Salvinia ehrhardtii* Probst, sensu Shaparenko)

Pe aceeași placă cu *Salvinia* descrisă anterior se mai găsește impresiunea unui fragment care prezintă un grătar foarte caracteristic, ce

rezultă din încrucișarea nervurilor secundare cu cele terțiare. În fiecare celulă pătrato-rombică rezultată se găsește o papilă bine vizibilă, care poartă urmele unor perișori. Aceștia apar sub forma unor brazde foarte fine, dispuse radiar.

Singura formă fosilă de *Salvinia* care prezintă urme de perișori vizibili pe papile, ar fi, după K. K. Shaparenko, *Salvinia ehrhardtii* Probst, care a fost descrisă din miocenul de la Heggbach. R. Florin consideră aceste resturi ca nesigure, insuficient fundate. Din contra, K. K. Shaparenko le consideră ca un taxon bun. Dacă ne referim la figurile lui I. Probst, acestea sînt într-adevăr foarte slabe; dimpotrivă, descrierea dată de K. K. Shaparenko este foarte clară, așa încît ea poate fi utilizată cu succes. (Din păcate, denumirea de „*ehrhardtii*" poate induce însă în eroare). Vom utiliza deci denumirea de *S. ehrhardtii* Probst, sensu Shaparenko.

Am putea deci avea de-a face foarte probabil cu o formă aparținînd grupei *S. ehrhardtii*, dar care nu este întru totul identică cu specia descrisă de I. Probst.

S. ehrhardtii este comparată cu tipuri tropicale de *Salvinia*, fapt care corespunde de altfel cu formele actuale corespondente ale celorlalte salvinii din valea Jiului.

În concluzie, materialul de *Salvinia* revizuit cuprinde :

— *Salvinia oligocaenica* Staub, care aparține la *Salvinia mildeana* Goepp. ;

— *Salvinia reussi* Ett., care aparține la *Salvinia* sp. ;

— *Salvinia* sp., care aparține la *Salvinia sunschae* Palib. La acestea trebuie să adăugăm :

— *Salvinia ovoidea* n. sp. ;

— *Salvinia* sp. (ex. gr. *S. ehrhardtii* Probst, sensu Shapareko).

ÜBER EINIGE *SALVINIA*-ARTEN AUS RUMÄNIEN

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasser unterwirft die verschiedenen *Salvinia*-Reste des Rumänischen Tertiärs, sowie einige neue Reste, die aus dem Schiltal entstammen, einer kritischen Revision.

Salvinia oligocaenica Staub : es wurde 1887 ein Exemplar von Staub und eines 1956 von Mateescu beschrieben. Alle zwei sind zwei typische *S. mildeana* Goepp.-Reste und müssen als solche angesehen werden.

Salvinia reussi Ett., das Barbu 1954 beschrieb, muß vorläufig als *S.* sp. betrachtet werden.

Salvinia sp. (Givulescu 1964) erwies sich nach eingehendem Studium als eine *Salvinia sunschae* Palib.

Endlich werden noch vom Verfasser zwei neue *Salvinia*-Reste beschrieben : *Salvinia ovoidea* n. sp. aus der Gruppe der „*carinatae*", und *Salvinia* sp. (ex gr. *S. ehrhardtii* Probst *sensu* Shaparenko).

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu I. Z., *Flora fosilă a Olteniei*, An. Com. geol., 1954, **27**.
2. Florin E., *Eine Übersicht der fossilen Salvinia-Arten mit besonderer Berücksichtigung eines Fundortes von Salvinia formosa Heer im Tertiär Japans*, Bull. Geol. Inst. Univ, Uppsala, 1919, *26*.
3. — *Zur Kenntnis einiger fossiler Salvinia-Arten und der früheren geographischen Verbreitung der Gattung*, Svenks. Botanisk. Tidskrift, Stockholm, 1940, **34**, *4*.
4. Givulescu R., *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. Geol. Ges. D.D.R., 1960, **5**, *4*.
5. Mateescu I., *Studiul petrografic al cărbunilor din bazinul văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani — Cîmpul lui Neag*, An. Com. geol., 1956, **29**.
6. Palibin I. V., *Vodnie rastenia iz Ciokrakskih otlojenii severo-vostoka Kavkaza*, Ejegodnik Vserossiisk. Paleont. obş., Leningrad-Moscova, 1937.
7. Pax F., *Die Tertiärflora des Zsilthales*, Engl. Bot. Jb. 40. Beibl. 93, Leipzig, 1908.
8. Probst I., *Beschreibung der fossilen Pflanzenreste aus der Molasse von Heggbach. O. A. Biberach und einigen anderen oberschwäbischen Lokalitäten*, Abth. 2. Jahresh. d. Ver. f. Vaterl. Naturk. in Würtenberg, Jg. 40, Stuttgart, 1884.
9. Shaparenko K. K., *Istoria Salvinii. Paleobotanica* 2, Moscova-Leningrad, 1956.
10. Staub M., *Die aquitanische Flora des Zsilthales im Komitate Hunyad*, Mitt. Jahrb. K. Ung. Geol. Anstalt. Budapesta, 1887, **7**, *6*.

Institutul pedagogic de 3 ani Baia Mare

Primit în redacție la 29 ianuarie 1965.

RESTURILE DE *PHAEOPHYTA* (*FUCALES*) ÎN TERȚIARUL DIN ROMÂNIA

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55 (05)

Grupa *Phaeophyta*, respectiv subgrupa *Fucales*, este prezentă în literatura paleobotanică prin foarte puțini reprezentanți. Eliminînd toate acele problematice forme de *Fucoida*, ea rămîne cu un număr restrîns de forme fosile. Se cunosc astfel din subgrupa *Fucales*, în întreg intervalul triasic-miocen, doar cinci tipuri : *Palaeohalidrys*, *Hymanthalia*, *Cystoseira*, *Sargassum* și *Liasophycus* (N e m e j c, 1963), ceea ce este foarte puțin comparativ cu conținutul altor grupări fosile de alge.

Cît privește situația acestei grupe în România, nu putem cita decît următoarele tipuri :

Phaeophyta? (7), Borsec, dacian-levantin.
Cystoseirites partschi Stbg. (9), Daia, Săcădat, sarmațian.
Cystoseirites spicatus Stbg. (2), Săcădat, sarmațian.
Cystoseirites nutans Stbg. (9), Daia, sarmațian.
Cystoseirites filiformis Stbg. (9), Saia, sarmațian.
Cystoseirites flagelliformis Ung. (Unger, 1852), Daia, sarmațian.
Fucus palaeobifurcatus Giv. (4), Fizeș, sarmațian.

La aceste tipuri avem de făcut următoarele observații :

Phaeophyta?

Aceste resturi au putut fi detașate din marna în care erau cuprinse și examinate în secțiune transversală. Este vorba sigur de o algă, dar numai „probabil brună", după E. P o p. Situația sistematică a acestor resturi rămîne deci sub semnul întrebării, așa cum de altfel au fost date inițial.

Cystoseira partschi Sternberg [1]

Este o formă bună, care a fost acceptată și larg utilizată în literatura paleobotanică. Ei trebuie să i se adauge, ca sinonim, *C. filiformis* Stbg., tip ce nu reprezintă decît fragmentele sterile ale celui dintîi.

[1] În expunerea noastră vom utiliza denumirea modernă de *Cystoseira*.

Cystoseira spicata Sternberg

Acest tip îl întîlnim citat de M. Ackner, atît în 1850, cît şi mai tîrziu, în 1854, fără însă ca C. von Sternberg să fi descris sau figurat vreo specie cu acest nume. De altfel, ea nu mai este amintită nici de K. I. Andrae, nici de Fr. Unger, nici mai ales de W. Schimper în al său "*Traité*..." (8). Nu putem şti de unde a luat M. Ackner acest tip fosil, dar, oricum ar fi, el trebuie şters din lista tipurilor de *Cystoseira* de la noi din ţară.

Cystoseira nutans Sternberg

Într-o situaţie destul de asemănătoare cu a precedentului se găseşte şi acest tip fosil. El a fost, ce e drept, descris de C. von Sternberg, dar din calcarele jurasice de la Solnhofen, cu menţiunea că foarte probabil nu este vorba de un rest vegetal. M. Ackner a reluat restul şi în 1850 îl citează atît din „Oolitgebirge" de la Daia, cît şi din „Molassengebirge" de la Daia, Săcădat şi Cornăţel, repetînd afirmaţia şi în 1854, cu menţiunea că este vorba de stratele terţiare de la Daia. Desigur, fiind vorba de un pseudo-fosil, el nu este amintit de autorii mai sus citaţi şi nici de tratatul lui W. Schimper. Această formă va trebui de asemenea eliminată din lista tipurilor de *Cystoseira*.

Cystoseira filiformis Sternberg

Formă sinonimă cu *Cystoseira partschi* Stbg.

Cystoseira flagelliformis Unger

Are o situaţie insuficient precizată. În timp ce K. I. Andrae (3) şi W. Schimper (8) o recunosc ca atare, C. von Ettnigshausen (1870) este de părere că ar exista numeroase tipuri de trecere de la această formă la *C. partschi*; cu alte cuvinte, nu am avea de-a face cu un tip independent. Într-adevăr, nici noi nu l-am întîlnit citat ca atare în literatura paleobotanică. Am avut posibilitatea de a examina în colecţiile Laboratorului de geologie din Cluj un eşantion mare şi foarte bine conservat, provenind de la Săcădat şi etichetat *Cystoseira partschi*, dar care reproduce întru totul figura originală a lui Fr. Unger. Trebuie subliniat, în primul rînd, că acest exemplar păstrează substanţă cărbunoasă, indiscutabil a algei respective, fapt care este un argument deosebit de important în sprijinul naturii vegetale a unor astfel de impresiuni. Comparînd această impresiune cu bogatul material de *C. partschi* de la Feleac din colecţia M. Staub, am ajuns la concluzia că este vorba totuşi de două tipuri diferite de alge. Nu am avut posibilitatea de a observa forme de trecere; concluzia noastră este deci că tipul *C. partschi* este foarte bine şi precis conturat morfologic şi în acelaşi timp deosebit de *C. flagelliformis*. Acesta din urmă constituie însă o raritate paleobotanică, am putea afirma un endemism transilvan, spre deosebire de primul, care s-a dovedit de largă circulaţie.

Fig. 1. — *Bifurcaria palaeobifurcata*, fragment al talului (1 : 2,7).

Fig. 2. — *Bifurcaria palaeobifurcata*, impresiunea talului în marnă (1 : 2,8). →

Fucus palaeobifurcatus Givulescu

Descris sumar într-o lucrare anterioară (1960), considerăm necesar să revenim cu unele amănunte asupra acestui tip, în primul rînd din cauza raritătii deosebite a unor asemenea materiale, apoi deoarece cercetarea problemelor de nomenclatură a algelor brune actuale ne-a arătat că pentru denumirea formei corespondente actuale şi, implicit, pentru denumirea tipului fosil a fost utilizată o denumire învechită, necorespunzătoare astăzi (*Fucus bifurcatus* L.) [2].

Denumirea de *Fucus bifurcatus* Withering (şi nu Linné) intră astăzi în sinonimia taxonului *Bifurcaria tuberculata* (Houdson) Stackhouse. Am avut posibilitatea să examinăm material de herbar de *B. tuberculata* şi să comparăm astfel restul fosil cu alga actuală. Putem afirma că între ele există o asemănare suficientă, fără însă să vorbim de o identitate, ca în alte situaţii de acest fel. Din acest motiv, păstrînd adenumire generică de „*Bifurcaria*", vom denumi restul în cauză *Bifurcaria palaeobifurcata.*

Alga prezintă un tal subţire, divizat dichotomic de numeroase ori, pe care se disting veziculele înotătoare, sub forma unor pete rotunde, mai închise la culoare. Talul se termină în umflături alungite, care poartă numeroase gropiţe, respectiv conceptacule.

Este important de subliniat faptul că nu avem de-a face cu o impresiune, ci este vorba de o foarte subţire peliculă cărbunoasă păstrată pe suprafaţa plăcii de marnă. Avînd în vedere că este vorba de o algă, un material foarte puţin propice pentru conservare, putem afirma că sîntem în prezenţa unui rest conservat în mod excepţional în condiţii foarte bune. Restul permite să-i distingem amănuntele esenţiale şi să-l comparăm cu actuala *Bifurcaria tuberculata.* Deosebirea esenţială dintre ele ar fi faptul că forma actuală este mai zveltă, se ramifică mai puţin, ramificaţiile fiind situate la distanţe mai mari decît pe materialul fosil. Umflăturile terminale ale talului sînt mai lungi şi mai zvelte : 8—11 × 1,1—1,2 mm la forma actuală faţă de 5 × 1 mm la cea fosilă.

Bifurcaria *palaeobifurcata* Giv. n. comb.

Holotypus: in der Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Cluj, Abb. 1, 2.

Stratum tipicum: unteres Sarmat.

Locus tipicus: Fizeş, Bez. Crişana.

Diagnosis: ein Thallus. Flacher, dünner (0,7—1 mm) ungleich dichotomisch verzweigter Thallus, der längseits kleine, runde, verdickte Stellen (0,5 mm im Durchmesser) bzw. Schwimmblasen, zeigt. Die Verzweigungen enden in ovalen, 5 mm langen und 1 mm dicken Verdickungen, die zahlreiche Vertiefungen, bzw. Konzeptakeln, aufweisen.

---

[2] Un cuvînt de mulţumire către asist. dr. J. Gerloff de la Grădina şi Muzeul botanic din Berlin, pentru preţioasele informaţii transmise şi materialul actual pus la dispoziţie.

În concluzie, vom considera următoarele forme ca fiind bune: *Cystoseira partschi*, *C. flagelliformis*, *Bifurcaria palaeobifurcata*; vom trece sub semnul întrebării: *Phaeophyta*; vom elimina: *Cystoseira filiformis*, *C. nutans*, *C. spicata*.

ÜBER EINIGE *PHAEOPHYTA* (*FUCALES*)-RESTE AUS DEM TERTIÄR RUMÄNIENS

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasser studiert kritisch die 7 Reste die im Tertiär Rumäniens von verschiedenen Verfassern vorgeführt wurden (siehe Seite 281) und gelangt zu folgenden Schlußfolgerungen:

Phaeophyta? ist ein Rest der weiter unter Fragezeichen gestellt werden muß.

Cystoseira partschi Sternberg muß als solche angenommen werden.

C. spicata Sternberg und *C. nutans* Sternberg müssen gestrichen werden, das erste weil Sternberg nie einen solchen Taxon beschrieben hat, das zweite weil es sehr wahrscheinlich ein Pseudofossil darstellt.

C. filiformis Sternberg ist mit *C. partschi* synonym.

C. flagelliformis Unger. Nach Untersuchung eines Materias aus dem Geologischen Laboratorium der Universität Cluj (*C. partschi* u. *C. flagelliformis*) glaubt Verfasser, daß es sich um eine selbständige Art handelt.

Fucus palaeobifurcatus Giv. muß in eine neue Taxonomie eingereiht werden und zwar handelt es sich um die Gattung *Bifurcaria*, für die der Verfasser den neuen Artsnamen „*biharica*" vorschlägt. Seine ausführliche Beschreibung wird auch vorgeführt.

BIBLIOGRAFIE

1. Ackner M., *Siebenbürgische Petrefakten in der Sammlung des Herrn Michael Ackner in Hammersdorf*, Verh. Mitt. Sieb. Ver. Naturwiss., Sibiu, 1850, **I**.
2. — *Beiträge zur Geognosie und Petrefaktenkunde des SO. Siebenbürgens*, Abh. d. k. Leopold. Carol. Akad., 1854, **XXIV**, *2*.
3. Andrae K. I., *Fossile Flora Siebenbürgens und des Banates. I. Tertiärflora von Szakadat und Thalheim in Siebenbürgen*, Abh. d. k. k. Geol. R. A., Viena, 1855, **II**, *3*.
4. Givulescu R., Nicorici E., *Das Sarmat von Fizeș und seine fossile Flora*, N. Jb. Geol. Paläont, Abh. 110, Stuttgart, 1960.
5. Gothan W., Weyland H., *Jehrbuch der Palaeobotanik*, Berlin, 1964.
6. Nemejc F., *Paleobotanika*, Praga, 1959, **II**, *I*.
7. Pop E., *Flora pliocenică de la Borsec*, Cluj, 1936.
8. Schimper W., *Traité de paléontologie végétale*, vol. I, Paris, 1869.
9. Sternberg C. von, *Versuch einer geogn.-botan. Darstellung der Flora der Vorwelt*, Leipzig, 1821–1838.
10. Unger Fr., *Iconographia plantarun fossilium*, Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., Viena, 1867, **XXVII**.

Institutul pedagogic de 3 ani, Baia Mare

Primit în redacție la 15 aprilie 1965

DATE NOI PRIVIND FLORA FOSILĂ A BAZINULUI COMĂNEȘTI

DE

RĂZVAN GIVULESCU

55 (05)

În anul 1965 conducerea secției colecții a Institutului geologic al Republicii Socialiste România ne-a pus la dispoziție pentru determinare și studiu un material cuprinzînd plante fosile colectate de diferiți geologi în cîteva puncte ale Bazinului Comănești.

Materialul acesta, deși eterogen, cuprinzînd multe fragmente ce reprezintă un balast pentru colecție, permite identificarea unor tipuri noi în regiune și compararea cu alte puncte cunoscute din țară.

Primele plante fosile din Bazinul Comănești au fost citate din cuveta Lapoș de I. Z. Barbu (1). Este vorba de *Pteris* sp., *Salix varians* Goepp., *Alnus kefersteini* Ung. și *A. latior* Sap., tipuri care, judecînd după figurile respective, pot fi acceptate ca fiind bine determinate. În 1943, R. Ciocîrdel citează o nouă listă de plante, ceva mai cuprinzătoare, din coperișul și culcușul stratului Wagner. Judecînd după figurile și descrierile respective, vom reține din lista lui R. Ciocîrdel ca bune tipurile: *Ficus tiliaefolia* Al. Br., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Fagus attenuata* Goepp. Rămîn ca problematice: *Corylus macquarri* Forbes, a cărui reproducere este neconvingătoare, și *Carpinus grandis* Ung., nefigurat. Cît privește *Betula oxydonta* Sap., *Potamogeton coloratus fossilis* și *P. fluitans fossilis*, este vorba, în primul caz, doar de un fragment greu de atribuit chiar generic, iar în cazul al doilea considerăm ca cele două specii de *Potamogeton* se pot reduce la *Potamogeton* sp. Enumerarea lui R. Ciocîrdel are însă meritul de a ne da o primă privire statistică asupra materialului în cauză: *Glyptostrobus europaeus* și *Corylus* apar în mare cantitate, *Fagus attenuata* și *Carpinus grandis* sînt numeroase, în timp ce *Ficus tiliaefolia* și *Betula oxydonta* apar în cîte un exemplar.

În fine, în 1957 și 1963, R. Givulescu citează dintr-un material de pe pîrîul Sapon: *Alnus kefersteini* Ung. și *Acer ezoanum* Oishi et Huzioka.

În concluzie, lista de plante fosile din Bazinul Comănești cuprinde pînă în prezent șapte tipuri sigure și trei problematice.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 13 nr. 1 p. 285–288 București 1968

Materialul care ne-a stat la dispoziție este conservat pe argile cenușii-negricioase dure, slab șistoase. El apare în mare cantitate, de obicei sub formă de fragmente, fie numai ale unui singur gen, fie a 2—3 genuri suprapuse pe aceeași placă. Frunzele apar ca impresiune sau sînt incarbonizate. Din materialul respectiv am determinat următoarele tipuri:

+	*Osmunda parschlugiana* (Ung.) Andr.	3 ex.
	Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer	6 ex.
	Carpinus grandis Ung.	5 ex.
	Carpinus (?) sp.	2 ex.
+	*Alnus crebrinervis* E. Kov.	6 ex.
	Alnus latior Sap.	4 ex.
+	*Betula oxydonta* Sap.	2 ex.
+	*Betula prisca* Ett.	4 ex.
	Betula (?) sp.	1 ex.
	Salix varians Goepp.	10 ex.
	Buettneriophyllum tiliaefolium (Al. Br.) Knobl. et Kv.	15 ex.
+	*Acer* sp.	2 ex.
+	*Phragmites oeningensis* Al. Br.	7 ex.

Tipurile notate cu + sînt noi pentru flora fosilă a bazinului.

Este important faptul că materialul, fiind strîns pe mine (și uneori pe strate), ne dă posibilitatea să ne facem o idee aproximativă despre distribuirea diferitelor tipuri, respectiv despre asociațiile existente în cadrul bazinului. Astfel:

— coperișul stratului Coroban (la mina Lumina) a furnizat asociația: *Buettneriophyllum tiliaefolium*, *Alnus crebrinervis*, *Carpinus grandis*, *Betula prisca* și *Glyptostrobus europaeus*, în care primele două sînt net predominante;

— stratele 1, 2 și 3 la puțul Lapoș (Lapoș) și la puțul Leorda (Văsiești—Dărmănești) au furnizat asociația: *Glyptostrobus europaeus*, *Buettneriophyllum tiliaefolium*, *Phragmites oeningensis*, cu *Betula* sp. și *Acer* sp., în care primul tip este predominant;

— halda minei Leorda (Comănești) ne-a furnizat asociația: *Salix varians* cu *Carpinus grandis*.

Analizînd vegetația în cauză, vom constata că sîntem în prezența unei asociații tipice de mlaștină de pădure, alcătuită preponderent din tipurile caracteristice: *Osmunda parschluygiana* (Ung.) Andr., *Buettneriophyllum tiliaefolium* (Al. Br.) Knobl. et Kv., *Alnus crebrinervis* É. Kov. și *Salix varians* Goepp., la care se adugă elementele aduse de pe uscat, ca *Betula*, *Carpinus*, *Acer*, *Fagus*, *Corylus*.

Astfel de asociații am descris în 1960 din panonianul de la Sinersig și în 1964 din cel de la Sărmășag, constatînd însă că asociații similare există și în pliocenul de la Derna, și în levantinul inferior de la Temișani, în toate aceste localități în asociație cu cărbuni. Avem de-a face cu o asociație de facies, care a dat naștere la cărbuni și care, în aria carpatică, caracterizează, așa cum am arătat, formațiuni mai noi decît miocenul. În mod excepțional, această asociație faciesală cu cărbuni poate fi considerată și ca o asociație tip, ce caracterizează în primul rînd formațiuni pliocene. Încă în 1960 am arătat că pentru România aparițiile masive de *Buettneriophyllum tiliaefolium* în asociație cu *Glyptostrobus*

europaeus însoțesc zăcămintele de cărbuni plioceni. Aceste apariții masive caracterizează pliocenul. Observația este valabilă pentru pliocenul din România în primul rînd, dar asemenea asociații care însoțesc zăcăminte de cărbuni găsim și în panonianul superior de la Rozsaszentmárton și Rudabánya în Ungaria, și în pliocenul inferior (zona F a panonianului) de la Dubnany și Ratiskovice în Moravia.

S-ar părea deci că în pliocen au existat cel mai frecvent condițiile favorabile necesare realizării unei mari acumulări de substanță organică vegetală, respectiv mișcările oscilatorii și condițiile climatice.

Aceste condiții nu au fost un apanaj exclusiv al pliocenului. Cunoaștem asociații similare celor de mai sus, însoțite de zăcăminte de cărbuni în sarmațianul de la Liescha (Prävali) în Austria și în helvețianul de la Cukurovo în Bulgaria. Considerăm că pentru Europa de mijloc și de est aceste apariții reprezintă încă o excepție, cele mai frecvente și cele mai caracteristice aparținînd pliocenului.

Zăcămintele de cărbuni de la Comănești au fost considerate ca aparținînd celui mai de jos pliocen, respectiv meoțianului; în prezent, vîrsta lor a fost reconsiderată de C. S t o i c a (8), ca aparținînd sarmațianului.

La prima vedere s-ar părea deci, în stadiul actual al cunoștințelor noastre despre vîrsta acestui bazin, că sîntem în prezența unei excepții, ca cele amintite mai sus. În realitate, sarmațianul (bessarabian superior) de la Comănești corespunde aproximativ panonianului C din Bazinul Panonic, astfel că e vorba numai de o excepție aparentă.

În orice caz, trebuie să subliniem prima apariție a asociației *Buettneriophyllum — Alnus — Glyptostrobus* în România, care se va dezvolta apoi masiv în panonianul superior, în asociație tot cu zăcăminte de cărbuni.

Desigur, cuvîntul hotărîtor în această privință nu se va putea spune decît o dată cu precizarea sigură a vîrstei acestui bazin prin noi descoperiri de faună, prin reconsiderarea faunei de moluște și mai ales de mamifere.

Dăm mai jos lista florei cunoscute din Bazinul Comănești:

Pteris sp.
Osmunda parschlugiana (Ung.) Andr.
Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer
Salix varians Goepp.
Alnus kefersteini Ung.
Alnus latior Sap.
Alnus crebrinervis É. Kov.
Betula oxydonta Sap.
Betula prisca Ett.
Betula (?) sp.
Carpinus grandis Ung.
Carpinus (?) sp.
Fagus attenuata Goepp.
Buettneriophyllum tiliaefolium (Al. Br.) Knobl. et Kv.
Acer ezoanum Oishi et Huzioka
Acer sp.
Phragmites oeningensis Al. Br.
Potamogeton sp.

La acestea se adaugă ca tip problematic *Corylus macquarri* Forbes.

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1883

NEUE DATEN ZUR KENNTNIS DER FOSSILEN FLORA DES KOHLENBECKENS VON COMĂNEŞTI (MOLDAU)

ZUSAMMENFASSUNG

Im Besitz einer Sammlung fossiler Flora des obermiozänischen Beckens von Comăneşti, unterwirft Verfasser die ganze z. Z. zitierte Flora des Beckens einer kritischen Revision.

Es werden als neu für das Becken noch 7 Taxonen gennant und es werden einige Bemerkungen über die Verteilung der verschiedenen Pflanzen im Becken vorgeführt. Letzten Endes gelangt Verfasser zur Schlußfolgerung, daß es sich um eine typische Assoziation eines Waldmoores handelt die aus 4 Taxonen besteht : *Osmunda parschlungiana* (Ung.) Andr., *Buettneriophyllum tiliaefolium* (Al. Br.) Kn. Kv., *Alnus crebrinervis* B. Kov., *Salix varians* Goepp., denen sich dann noch andere Taxonen beifügen. Die Assoziation *Buettneriophyllum-Alnus-Glyptostrobus* wird jetzt für das erste Mal in Rumänien vorgeführt.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu I. Z., *Contribuţiuni la cunoaşterea florei fosile din Podişul Moldovei*, Acad. Rom., Mem. secţ. şt. seria a 3-a, Bucureşti, 1934, *10*.
2. Ciocîrdel R., *Neue Daten über das Alter des Beckens von Comăneşti* (*Bacău*), Mon. petrol rom. 44, Bucureşti, 1943, 1—2.
3. Givulescu R., *Note paleobotanice* (III) Şt. şi cerc. şt. Cluj, 1957, **8**, *3—4*.
4. — *Palaeobotanische Notizen über Buettneriophyllum aequalifolium* (*Goepp.*) *Giv.*, Flora 149, Halle (Saale), 1960.
5. — *Acer ezoanum Oishi et Huzioka în Miocenul din R. P.R.*, Com. Acad. R.P.R., 1963, **13**, *5*.
6. — *Plante fosile din pliocenul de la Sărmăşag* (*reg. Crişana*), St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *2*.
7. Givulescu R. u. Florei N., *Die fossile Flora von Sinersig* (*Rumänien*), Geologie, Berlin, 1960, **9**, *7*.
8. Stoica C., *Bazinul Comăneşti* (*Bacău*), Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1956, **9**.

Institutul pedagogic de 3 ani, Baia Mare.

Primit în redacţie la 12 februarie 1966

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi în cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face în ordinea numerelor. Numele autorilor va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1968 MAI 18

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

ALEXANDRU ROŞU, **Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort**, 1967, 155 p., 13 pl., 12 lei.

LUCIAN BADEA, **Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort, Studiu geomorfologic**, 1967, 192 p., 13,50 lei.

DAN RĂDULESCU şi RADU DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului, Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p. +4 pl., 9 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română**, 1963, 116 p. +8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic**, 1963, 296 p. +7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂRĂRÂM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. +24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. +1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. +11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa, Studiu geologic, petrografic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului**, 1962, 96 p. +3 pl., 4,80 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi, Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. +18 pl., 17,80 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. IX, 1963, 372 p. +17 pl., 22,30 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. X, 1964, 312 p. +19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie.** Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. I, 1961, 276 p. +9 pl., 13,70 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. II, 1963, 224 p. +8 pl., 14,50 lei.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 13 NR. 1 P. 1—288 BUCUREŞTI 1968

I. P. „Informaţia" — c. 5037

43824

Lei 30.—

F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOLOGIE
2

TOMUL 13
1968

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;

P. ȘOIGAN: secretar de redacție.

Prețul unui abonament este de 60 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

„La revue «Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie, Seria geologie» paraît 2 fois par an.

Le prix d'un abonnement annuel est de $ 6. — FF. 29,—DM 24,—

Toute commande à l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Boîte postale 134 — 135 Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger".

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI:
CALEA VICTORIEI NR. 125,
BUCUREȘTI

F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 13 1968 Nr. 2

SUMAR

Pag.

STUDII

M. G. FILIPESCU, CORNELIA BOTEZ, DIDINA NACU şi AL. NACU, Carbonul organic şi conţinutul unor elemente-urmă în şisturile negre de la Covasna 291

VIRGIL IANOVICI şi GH. NEACŞU, Asupra prezenţei nacritului în argilele liasice inferioare din Munţii Pădurea Craiului 309

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Asupra terenurilor metamorfice din Carpaţii Orientali 315

H. G. KRÄUTNER, Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei 337

LIDIA MÎNZĂRARU-JUDE, Contribuţii la cunoaşterea feldspaţilor alcalini din pegmatite 357

M. BORCOŞ şi G. MANTEA, Vîrsta formaţiunilor şi a activităţii vulcanice neogene din Bazinul Roşia Montană 363

ANATOL RUSU, Calcarul oolitic cu chamosit şi hematit de la Munteana (Banat) 377

V. POMÎRLEANU şi A. MOVILEANU, Corelaţiile dintre particularităţile morfologice ale cavităţilor cu incluziuni fluide din minerale şi temperatura de cristalizare a mineralelor 391

DIDINA NACU, AL. NACU şi N. VOICULESCU, Studiul reactivităţii sulfurii de plumb sintetice şi a galenei faţă de soluţiile diluate de sulfat de cupru şi acid sulfuric 399

AMALIA SZŐKE, Structura unor corpuri eruptive din regiunea Herja, Baia Mare şi fenomenele de contact şi autometamorfice legate de ele 409

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Consideraţii asupra etapelor metalogenetice prealpine din Carpaţii Orientali 423

GH. C. POPESCU, Asupra prezenţei maucheritului în mineralizaţia de nichel de la Bădeni (Munţii Leaota) 431

L. R. CONTESCU, Consideraţii asupra denumirii unităţilor tectonice ale zonei flişului din Carpaţii Orientali 437

P. POLONIC şi GABRIELA POLONIC, Direcţiile de transport ale sedimentelor în seriile de fliş cretacic şi paleogen dintre valea Moldovei şi valea Cracăului 449

Pag.

IOSEFINA STANCU şi EUGENIA ANDREESCU, Fauna tortoniană din regiunea Rugi — Delineşti (Bazinul Caransebeşului) 455

V. MOISESCU, Asupra unor forme de naiadide terţiare în stratele de Ticu superioare din nord-vestul Transilvaniei 473

M. GHEORGHIAN, MARIANA IVA şi MIHAELA GHEORGHIAN, Grupul *Cribrononion dollfusi* (Cushman) în miocenul din Transilvania 481

V. MOISESCU, Cercetări geologice în împrejurimile oraşului Cluj 491

AL. DINCĂ şi MAGDALENA RADU, Asupra prezenţei tortonianului superior în culoarul Bistrei, pe Valea Mare (Banat) 505

ANATOL RUSU, Contribuţii la cunoaşterea stratelor de Hoia din regiunea Jibou 511

N. PANIN şi M. ŞTEFĂNESCU, Un nou punct ihno-fosilifer în molasa miocenă din Carpaţii Orientali 521

E. LITEANU şi C. GHENEA, Consideraţii asupra hărţii neotectonice a teritoriului României 527

E. LITEANU, ECATERINA ROŞCULESCU, M. FERU şi I. ANDREESCU, Succesiunile litologice şi fauna de moluşte fosile care caracterizează limita pleistocen-pliocen din zona Pleşcoi (valea Buzăului) 539

NOTE

L. R. CONTESCU, Direcţii de curent în depozitele paleogene sub facies intermediar dintre valea Trotuşului şi valea Oituzului (Carpaţii Orientali) . . 547

RECENZII

C. W. CORRENS, Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie) (*G. G. Udubaşa*) 551

CARBONUL ORGANIC ŞI CONŢINUTUL UNOR ELEMENTE-URMĂ ÎN ŞISTURILE NEGRE DE LA COVASNA*

DE

ACAD. M. G. FILIPESCU, CORNELIA BOTEZ, DIDINA NACU şi AL. NACU

55 (05)

În două lucrări anterioare, M. Savul şi colab. (31), M. G. Filipescu şi colab. (14) au cercetat chimismul şisturilor negre de pe valea Covasna, făcînd unele aprecieri referitoare la condiţiile în care s-au format aceste sedimente.

Culoarea predominant neagră-cenuşie a şisturilor negre a făcut obiectul unor ample discuţii. Mult timp s-a crezut că această coloraţie ar fi dată de prezenţa substanţei bituminoase, şisturile negre fiind considerate roci-mamă de petrol (24). I. Băncilă (3) pune culoarea neagră pe seama asociaţiei substanţei bituminoase cu hidrotroilita. M. G. Filipescu (10) este de părere că factorul esenţial în imprimarea coloraţiei închise este oxidul de mangan, provenit din descompunerea cenuşilor vulcanice legate de repetate faze de erupţie.

Deoarece datele referitoare la conţinutul în oxizi de mangan a şisturilor negre justifică numai în parte coloraţia neagră-cenuşie a acestora (14), (31), încercăm să rezolvăm problema coloraţiei analizînd, pe de o parte, distribuţia substanţei organice pe profil, iar pe de altă parte influenţa fenomenelor subvulcanice care au putut contribui la concentrarea manganului sau la o acumulare eventuală de elemente-urmă în cantităţi ce depăşesc conţinutul mediu al acestora în roci de acelaşi tip litologic.

În acest scop s-a luat în studiu profilul geochimic de pe valea Covasnei, unde M. G. Filipescu şi colab. (9), (11), (12), (13) au stabilit existenţa a patru complexe, dintre care în studiul de faţă se

* Lucrare prezentată la sesiunea ştiinţifică a Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din 27—29 aprilie 1967.

St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 291—307, Bucureşti, 1968

analizează : complexul sferosideritic, complexul şistos şi complexul gresiei glauconitice silicefiate.

Consideraţiile generale asupra structurii geologice a acestui profil sînt făcute în lucrări anterioare (14), (31), o dată cu consideraţiile de ordin geochimic, rezultate din cercetarea distribuţiei elementelor majore. În lucrarea de faţă se studiază acelaşi profil, privind distribuţia carbonului organic (C_{org}) şi a unor elemente-urmă : Mo, Cu, Pb, Zn, Ni şi Co.

DATE EXPERIMENTALE ŞI DISCUŢII

Determinarea C_{org} total s-a făcut pe un număr de 71 de probe de roci cuprinzînd o gamă destul de variată de tipuri litologice, de la şisturi argilo-marnoase sau silicioase pînă la gresii calcaroase sau silicioase. S-a folosit metoda „combustiei umede" prin oxidarea materiei organice din rocă cu mixtură anhidră Von Slyke-Folch şi Plazin (anhidridă cromică, iodat de potasiu, acid sulfuric fumans şi acid fosforic) (7). Bioxidul de carbon format a fost absorbit în aparatul Mc. Cready şi Hassid, modificat şi apoi cîntărit în tuburi cu ascarit ; se dozează astfel CO_2 total din carbonaţi şi substanţa organică oxidată. Prin tratarea unei alte probe de rocă cu HCl se dozează CO_2 rezultat din carbonaţi, iar conţinutul în C_{org} se obţine prin diferenţă. Pentru control s-a folosit şi metoda „combustiei uscate", prin calcinarea probei în curent de oxigen la temperatura de 1 000 — 1 100° C şi absorbţia CO_2 în tuburi cu ascarit.

Pentru determinarea conţinutului în elemente-urmă s-au folosit metode colorimetrice. Astfel, Co s-a determinat prin metoda cu sare R-nitroso după Iu. N. Knipovici şi Iu. V. Moracevski (21). Colorimetrarea s-a făcut la spectrofotometru SF—4 la $\lambda = 525$ mμ. Nichelul s-a determinat după E. B. Sandell (28), măsurarea extincţiei complexului de iod al nichel-dimetil-glioximei efectuîndu-se spectrofotometric la $\lambda = 520$ mμ. Cuprul şi plumbul s-au determinat prin metoda cu ditizonă, după E. B. Sandell (28). Conţinutul în molibden s-a determinat după metoda colorimetrică bazată pe formarea unui complex de culoare oranj-galbenă de sulfocianură de molibden, metodă prelucrată de I. I. Dobriţkaia (8). Extincţia complexului de rodanură în alcool izoamilic s-a măsurat spectrofotometric, folosindu-se $\lambda = 475$ mμ. Rezultatele tuturor analizelor sînt date în tabelul nr. 1.

DISTRIBUŢIA CARBONULUI ORGANIC

Considerînd C_{org} ca o măsură a conţinutului total de substanţă organică din rocă, mulţi cercetători discută rolul substanţei organice în procesul de sedimentogeneză şi arată legătura carbonului organic dispersat cu zonele petroliere (2), (23), (27), (32), (34). Bazaţi pe proporţionalitatea directă dintre C_{org} şi substanţa organică din rocă, am apreciat ca importantă descoperirea particularităţilor distribuţiei C_{org} în diferitele tipuri de roci ce formează seria şisturilor negre de la Covasna.

Descifrarea distribuţiei C_{org} s-a făcut folosind metoda statistică a histogramelor. Din histograma referitoare la distribuţia C_{org}, reprezen-

Tabelul nr. 1

Conținutul de C_{org} și elemente-urmă

Nr. probei	Denumirea rocii	C_{org} %	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo
			ppm = mg/kg = $n.10^{-4}$ %					
	Complexul gresiei glauconitice silicefiate							
149	gresie silicioasă	0,23	2,8	28	14	16	38	3
151	gresie silicioasă	0,99	12,6	43	22	18	36	2,4
152	gresie silicioasă	0,17	2,4	10	2	13	30	2,1
156	gaize	0,12	2,8	13	2	14,5	30	1,7
162	gresie silicioasă	0,04	3,4	11	6	8	10	1,4
166	gresie silicioasă	0,76	5,3	31	17	10	16	0,8
168	gresie silicioasă	0,24	3,1	19	10	11	26	0,6
171	gresie silicioasă	0,20	6,2	25	57	9	20	0,5
175	șist argilo-marnos	0,43	10,8	72	115	20	56	1,8
178	gresie silic. slab calcaroasă	—	3,1	10	7	10,5	22	0,4
179	șist argilos	1,18	10,2	82	230	34	67	1,5
185	brecie sedimentară	0,36	9,2	37	64	27	62	—
	Complexul șistos							
148	gresie silicioasă	0,22	0,6	13	42	8	10	2,7
140	gresie silicioasă	0,66	4,6	55	112	19	72	4,3
126	gresie silic. slab calcaroasă	0,81	5	70	81	4	44	3
105	șist argilo-marnos	0,57	23	92	53	12	85	2,8
90	calcar grezos	—	1,8	16	24	9	24	2,9
83	șist argilo-marnos	0,73	23,9	90	96	23	76	2,9
77	gresie silic. micacee	0,82	13,8	68	37	6	68	2,6
69	șist argilo-marnos	0,58	25,4	98	129	15	84	4,1
61	șist argilos	0,85	14,2	103	140	18	80	3,2
51	șist argilo-silicios	0,60	12,2	58	131	12	52	2,8
45	șist argilos	2,38	18	29	38	17	46	7,1
36	gresie silic. micacee	0,10	9	40	55	6	12	3,4
32	lidiană	0,20	3,7	48	93	2	14	5,4
29	șist argilo-silicios	1,23	1,2	37	55	13	44	3,5
24	șist argilos	0,81	9,8	45	66	24	42	3,5
19	șist argilos	0,83	17,6	75	75	16	54	4
9	șist argilos (tufit)	0,44	4,4	33	62	12	34	5
4	șist argilo-silicios	0,37	8,2	39	176	4	62	3,3
1	gresie silicioasă	0,10	1,8	17	25	5	2	2
189	șist argilo-marnos	0,74	13,8	69	81	23	68	4,6
194	gresie slab calcaroasă	0,69	18,6	63	29	21	56	2,7
195	șist argilo-marnos	0,30	9	49	72	5	70	2,1
200	gresie calcaroasă	0,84	6,4	26	7	6	38	0,4
203	șist argilo-marnos	0,78	7	63	38	9,5	96	2,7
	Complexul sferosideritic							
221	gresie silic. micacee	0,01	9,4	39	14	10	24	1,7
222	șist argilos	0,15	10,4	87	98	15	70	2,4
223	gresie silicioasă	0,79	18	66	45	9	62	3,2
229	gresie silicioasă	0,31	6,4	48	5	8,5	46	1,7
230	șist argilos	1,67	32,2	122	160	22	54	3
234	gresie silicioasă	1,66	2,8	21	6	16	52	5,2
238	șist argilos	3,50	12,4	95	160	20	58	4,1
240	gresie calcaroasă	—	2	—	—	6	12	1
243	șist argilos	2,44	13,8	79	53	19	70	6,3
244	gresie calcaroasă	0,45	0,5	10	2	9	34	1,2
249	șist argilos	5,52	10	138	182	31	52	4

(Continuare la Tabelul nr. 1)

Nr. probei	Denumirea rocii	C_{org} %	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo
			ppm = mg/kg = n. 10^{-4} %					
250	şist argilo-marnos	0,62	13,2	67	38	15	48	1,4
253	şist argilo-silicios	0,57	10,8	54	69	12	59	1,2
262	şist argilo-marnos	0,15	18	53	26	26	22	0,7
264	gresie calcaroasă	0,37	6,4	38	44	8	66	0,3
267	şist argilos slab marnos	0,56	12,4	80	155	10	88	2,2
273	gresie calcaroasă	0,10	7,6	30	14	2	18	2
274	şist argilo-marnos	1,07	10	46	48	16	54	4,1
276	gresie calcaroasă	1,59	8,6	59	63	11	72	3
277	şist argilo-silicios	1,65	19,4	70	82	23	86	3,3
282	gresie silic. cu ciment calcaros	0,82	7	19	10	2,5	8	1,7
291	pelosiderit	1,99	0,2	21	33	4	56	4,3
294	şist argilo-marnos	2,74	12,2	93	150	36	68	2
296	şist argilo-marnos	0,87	7	39	38	16	96	1,7
297	gresie silic. cu ciment calcaros	0,32	2,6	13	21	15	45	2,7
301	şist argilos slab calc.	0,75	11,6	33	41	23	68	2,4
305	şist argilos	3,20	3,6	29	69	30	82	4,7
307	gresie glauconitică silic.	0,46	2,2	4	8	10	60	2,3
309	şist argilo-silicios	0,44	6,4	67	75	14	88	0,5
311	şist argilo-silicios	1,20	16,6	102	98	23	82	2
313	gresie silic. cu ciment calcaros	1,74	8,1	56	102	17	51	2,6
317	şist argilo-silicios	0,20	5,8	33	67	19	62	3,6
319	şist argilo-silicios	0,45	9,4	89	150	20	76	1,9
321	şist argilos	0,94	17,2	131	142	14	100	4,2
321_b	sferosiderit	—	7,8	23	35	20	52	1,9

tată în figura 1, rezultă pentru gresii un maxim de frecvenţă ce se extinde în limitele 0—0,3% C_{org}, iar pentru şisturi între 0,4 şi 0,9% C_{org}. Conţinutul mediu de C_{org} în gresii este 0,53%, iar în şisturile argiloase 0,87%; depinde deci de tipul litologic de rocă şi creşte pe măsură ce creşte conţinutul în fracţiunea pelitică din rocă.

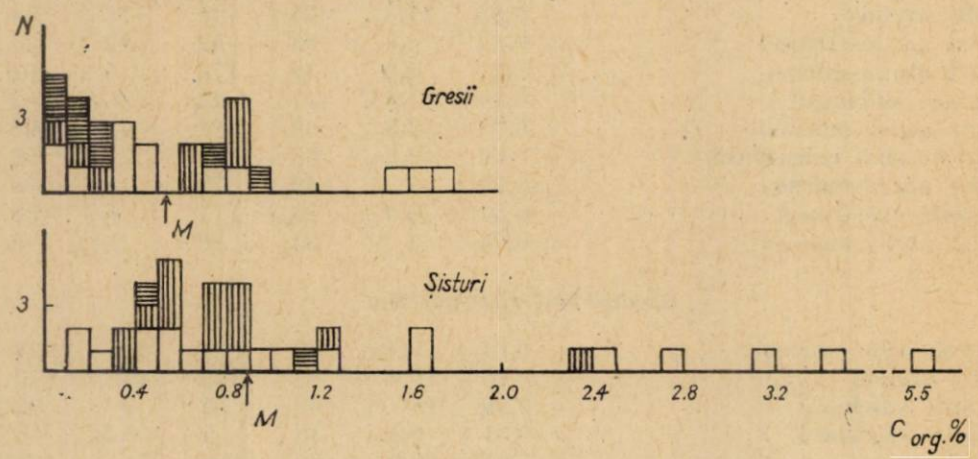


Fig. 1. — Distribuţia C_{org} în şisturi şi gresii.

Conţinuturile maxime de C_{org} apar de asemenea la şisturile argiloase, atingînd valorile de 5,5% la un şist argilos (nr. 249) din partea superioară a orizontului median din complexul sferosideritic şi 3,5% tot

la un șist argilos (nr. 238) din același complex, însă din orizontul superior. Conținutul însemnat de sulf al acestor probe, 1,14% S și 0,60% S, poate indica existența unor condiții reducătoare, care justifică și aceste valori ale C_{org}.

Variația valorilor medii de C_{org} în diferitele tipuri de roci din seria șisturilor negre de la Covasna (tabelul nr. 2) arată existența în această

Tabelul nr. 2

Conținuturi medii de C_{org} pe tip de rocă și orizonturi

Tipul de rocă	Medii C_{org} %			Medii generale C_{org} %	Date bibliografice
	complexul sferosideritic	complexul șistos	complexul gresiei glauconitice silicefiate		
Gresii silicioase	$M_8 = 0,76$	$M_6 = 0,45$	$M_8 = 0,32$	$M_{22} = 0,52$	gresii cretacic-inf., $C_{org} = 0,59\%$ (27)
Gresii slab calcaroase și calcaroase	$M_5 = 0,50$	$M_2 = 0,77$	—	$M_7 = 0,58$	gresii cretacic-inf., $C_{org} = 0,22\%$ (2)
	$M_{13} = 0,67$	$M_8 = 0,53$	$M_8 = 0,32$	$M_{29} = 0,53$	
Șisturi argilo-silicioase	$M_6 = 0,75$	$M_3 = 0,73$	—	$M_9 = 0,75$	argile cretacic-inf., $C_{org} = 1,26\%$ (27)
Șisturi argiloase	$M_7 = 2,49$	$M_5 = 1,06$	$M_1 = 1,18$	$M_{13} = 1,84$	argile cretacic-inf., $C_{org} = 1,27\%$ (2)
Șisturi argilo-marnoase	$M_7 = 0,97$	$M_6 = 0,62$	$M_1 = 0,43$	$M_{14} = 0,78$	argile PlatformaRusă, $C_{org} = 0,67\%$ (27)
	$M_{20} = 1,44$	$M_{11} = 0,80$	$M_2 = 0,81$	$M_{36} = 0,87$	
Toate tipurile de roci	$M_{33} = 1,13$	$M_{22} = 0,70$	$M_{10} = 0,42$	$M_{65} = 0,72$	sedimente din zone petroliere, $C_{org} = 0,85\%$ sedimente din zone nepetroliere, $C_{org} = 0,27\%$ (27)

zonă a unui facies de mare deschisă. Proiectînd valorile medii ale C_{org} obținute de noi pe diagrama dată de A. B. Ronov (27), corespunzătoare variației conținutului mediu de C_{org} în argile, gresii și roci carbonatate din faciesul de mare deschisă, acestea manifestă aceeași distribuție (fig. 2). Curba 3, care corelează valorile medii obținute pentru rocile de la Covasna, este însă ceva mai apropiată de curba zonelor petroliere, datorită existenței unor nivele ușor bituminoase în profilul studiat. Aceste nivele se situează, după cum rezultă din variația conținutului de C_{org} pe verticală (fig. 3), mai ales în complexul sferosideritic.

Dacă analizăm distribuția C_{org} pe profil (fig. 3), se constată oscilații mari, chiar pentru un același tip de rocă. Aceste oscilații sînt mai puternice în complexul sferosideritic, atenuîndu-se spre complexul șistos și complexul gresiei glauconitice silicefiate.

Cauzele pot fi multiple. În primul rînd, materia organică tinde să se asocieze argilelor, iar variația conținutului organic al șisturilor se poate datora atît conținutului diferit de minerale argiloase, cît și tipului de mineral

argilos existent în rocă. În al doilea rînd, gradul de aerare al sedimentelor poate să determine cantitatea de materie organică care se menţine în rocă. Acest fapt este în strînsă legătură cu adîncimea la care a avut loc depozitarea sedimentelor formate, la adîncimi mai mici fiind în general mai aerate. Circulaţia apei poate crea de asemenea anumite condiţii de depozitare a materiei organice. Astfel, o circulaţie redusă determină existenţa unor condiţii reducătoare favorabile acumulării substanţelor organice. Condiţiile favorabile formării unor sedimente bogate în C_{org} presupun şi o sursă abundentă de materii organice, fie sub forma detritusului terigen vegetal, fie datorită dezvoltării fito- şi zooplanctonului în bazinul de sedimentare (23). Dimpotrivă, activitatea vulcanică în timpul formării sedimentelor influenţează negativ productivitatea organică. În profilul studiat s-ar putea presupune şi existenţa acestei influenţe negative, mai ales în partea superioară a complexului şistos şi în complexul gresiei glauconitice silicefiate, deoarece valorile medii de C_{org} pe orizonturi scad, atît la gresii, cît şi la şisturi, de la complexul sferosideritic spre cel al gresiei glauconitice silicefiate (tabelul nr. 2). Se poate de asemenea ca şi variaţia condiţiilor de aerare a mediului marin să fi concurat pentru acelaşi rezultat.

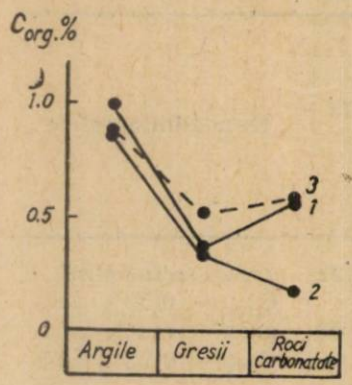


Fig. 2. — Variaţia conţinutului mediu de C_{org} în argile, gresii şi roci carbonatate din faciesul de mare deschisă (după A. B. Ronov).

1, Zone petroliere; *2*, zone nepetroliere; *3*, profilul Covasna.

A. G. Aliev şi V. M. Pirbudagov (2), pe baza conţinutului mediu de C_{org}, disting, pentru sedimentele cretacic-inferioare din Daghestan patru faciesuri geochimice : oxidant cu 0,17% C_{org}, slab reducător cu 0,70% C_{org}, reducător cu 1,51% C_{org} şi puternic reducător cu 2,8% C_{org}. Pe acest criteriu, după cum rezultă din figura 3, în profilul de la Covasna se succedă nivele cu caracter de facies puternic reducător sau reducător, intercalate cu nivele cu caracter de facies oxidant. Astfel, în complexul sferosideritic apar cele mai frecvente nivele cu peste 2% C_{org}, corespunzătoare faciesului puternic reducător, şi nivele cu peste 1% C_{org}, corespunzătoare faciesului reducător. În complexul şistos se întîlnesc nivele, în marea majoritate, cu caracter slab reducător, corespunzătoare unui conţinut de C_{org} în jur de 0,7%, iar în cel al gresiei glauconitice se resimte tendinţa spre faciesul oxidant.

Pe tot profilul apar intercalaţiile unor nivele cu caracter de facies oxidant, cu conţinut în jur de 0,1% C_{org}.

Existenţa C_{org} în cantităţi ce pot determina caracterul de facies reducător sau chiar puternic reducător pentru unele nivele ne face să atribuim culoarea neagră a acestora conţinutului de substanţă organică.

Lipsa C_{org} în unele nivele, asociată cu prezenţa maganului (peste 1% MnO_2 în calcarul grezos nr. 90 din complexul şistos), ne face să atribuim culoarea neagră a nivelelor cu caracter de facies oxidant oxizilor de mangan tetravalent.

Condiţiile unui mediu marin deschis, cu frecvente nivele cu caracter reducător şi îmbogăţite în material organic nu sînt însă suficiente pentru a diagnostica şisturile negre de la Covasna ca roci-mame de petrol. Pentru

N. M. Strahov (15), prezența H_2S în bazinul de sedimentare și procentul ridicat de C_{org} nu sînt condiții obligatorii și suficiente pentru caracterizarea rocilor generatoare de petrol. Y. Khalifek și M. Louis (19), (20) consideră că substanța organică din rocile-mamă trebuie să fie diferită de substanța organică din rocile obișnuite și deci efectul proceselor de oxidoreducere în perioada existenței lor este diferit.

DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR-URMĂ

S. B. Sujkowski (33) menționează în unele formațiuni slab bituminoase din flișul Carpaților Orientali din Polonia existența unor concrețiuni (nodule) formate din pirită, care conțin cantități semnificative de Cu, Ni, Zn, Pb și alte elemente-urmă.

Această asociere a caracterului slab bituminos al unor sedimente de fliș cu pirita și elementele menționate ne-a sugerat ideea cercetării distribuției unor elemente-urmă în seria șisturilor negre de la Covasna și eventuala corelație între conținutul acestora și C_{org} dispersat în rocă.

VARIAȚIA CONȚINUTULUI DUPĂ TIPUL LITOLOGIC DE ROCĂ

După cum rezultă din tabelul nr. 1 și din histogramele parțiale de frecvență din figura 4, elementele Co, Pb, Zn, Ni, Cu și Mo au caracter de elemente-urmă, conținutul lor fiind pentru marea majoritate a rocilor de ordinul 10^{-4} ... 10^{-3} % (4). Variația conținutului de Co, Pb, Zn, Ni și Cu în cele două tipuri principale de roci (gresii și șisturi argiloase) indică o creștere de la gresii spre rocile argiloase, maximele de frecvență deplasîndu-se spre valori mai mari la șisturi. Pentru Mo, această distribuție este mai puțin evidentă.

Creșterea conținutului de Co, Pb, Zn, Ni și Cu în rocile argiloase arată rolul fenomenului de adsorbție, care se datorește fie naturii mineralului argilos, fie prezenței hidroxizilor de fier, care, după cum arată V. M. Goldschmidt (16), prezintă o mare importanță în geochimia acestor elemente.

Pentru a explica distribuția acestor elemente-urmă este necesar să se distingă mineralele cu care sînt asociate. Deoarece separarea mineralelor argiloase se face foarte greu, se pot lua în discuție unele rapoarte între elementele-urmă și elementele majore. Astfel, raportul față de SiO_2/Al_2O_3 mol poate indica variația față de conținutul total în material argilos, iar raportul față de K_2O poate da variația în funcție de anumite specii de minerale argiloase (18).

În lucrările anterioare (14), (31) s-a semnalat paralelismul dintre variația conținutului de Fe și Al și conținutul de minerale argiloase.

Din figura 5 rezultă dependența conținutului de Cu de cel al raportului molar $SiO_2 : Al_2O_3$. Valorile mai mari de 150 ppm Cu la șisturile argiloase se pot datora și substanței organice din organismele marine în care acesta se găsește concentrat (36). Într-un mediu reducător, Cu poate fi reținut mai ales ca sulfură, datorită sulfului provenit din materia proteică. Astfel, nu întîmplător toate rocile cu peste 150 ppm Cu conțin peste 1% C_{org} și 0,5—1% S. Totuși, valorile excepționale

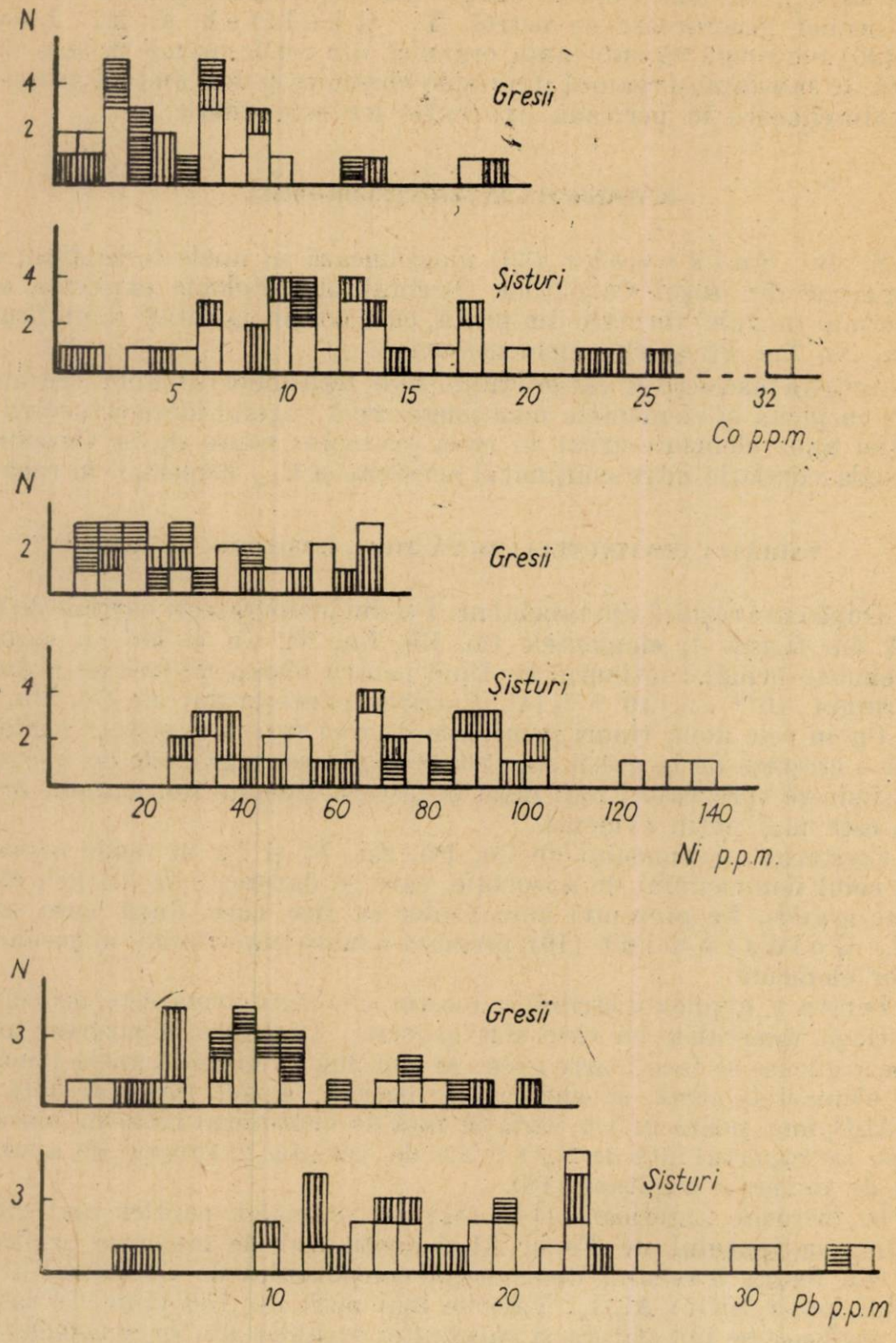
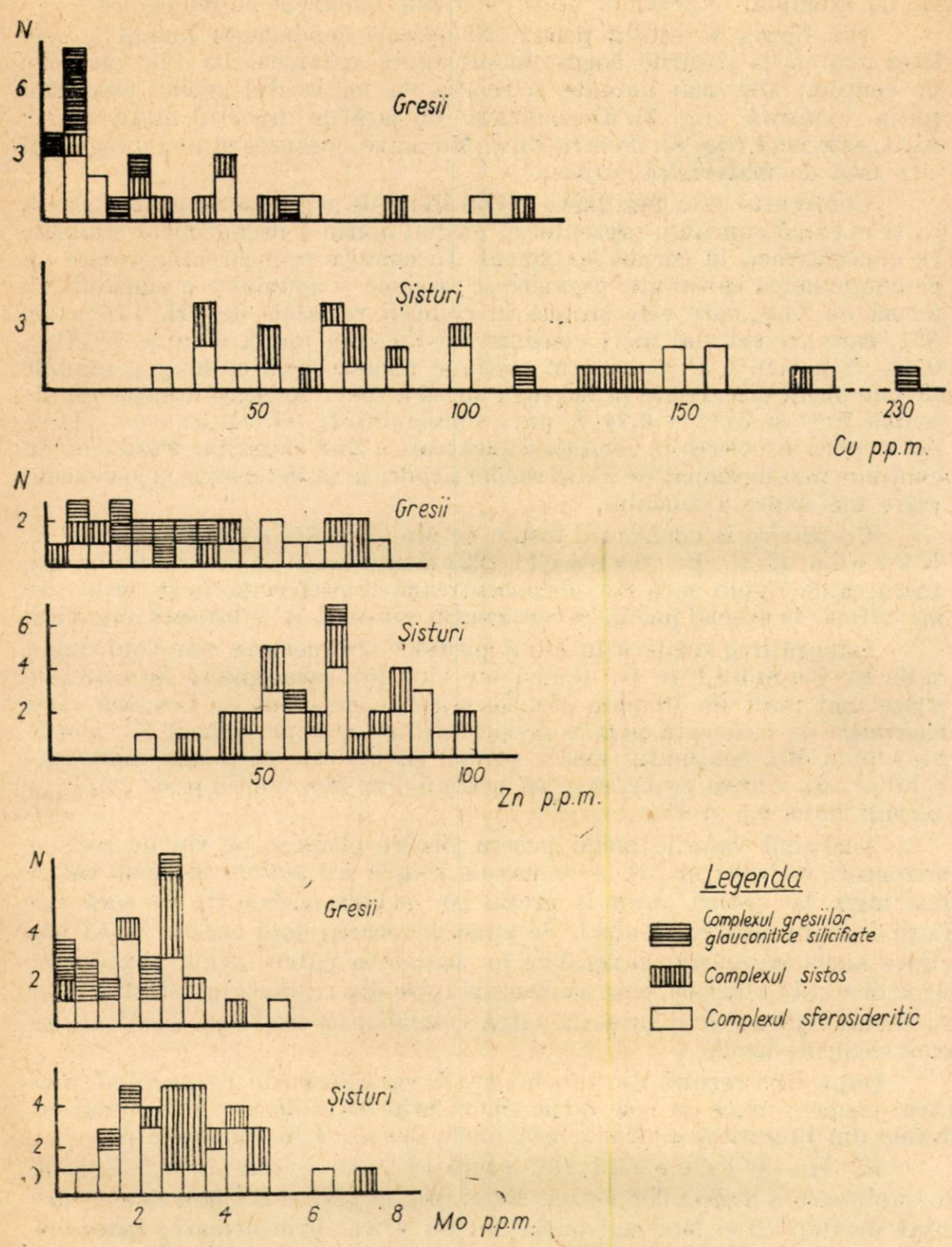


Fig. 4. — Distribuția elementelor-urmă în șisturi și gresii.


N
6
3
Gresii
3
Șisturi
50
100
150
230
Cu p.p.m.
N
2
Gresii
6
4
2
Șisturi
50
100
Zn p.p.m.
N
4
2
Gresii
4
2
Șisturi
2
4
6
8
Mo p.p.m.
Legenda
Complexul gresiilor glauconitice silicifiate
Complexul șistos
Complexul sferosideritic

—230 ppm Cu la şistul argilos nr. 179 — pot fi atribuite şi altor cauze, ca, de exemplu, intervenţia unor eventuale fenomene subvulcanice.

Din figura 6 rezultă pentru Ni aceeaşi dependenţă liniară şi aceleaşi abateri la şisturile bogate în substanţă organică. La Pb, variaţiile de conţinut sînt mai limitate şi relaţia cu materialul argilos este mai puţin evidentă (fig. 7). Dependenţa Co faţă de raportul molar SiO_2 : Al_2O_3 este netă (fig. 8). Pentru Zn şi Mo nu se conturează nici o regularitate faţă de materialul argilos.

Conţinutul ceva mai mare de Zn în rocile argiloase se poate datora, ca şi în cazul cuprului, prezenţei în mediul marin a organismelor animale ce concentrează în corpul lor zincul. În condiţii reducătoare, o dată cu descompunerea substanţei organice se produce şi acumularea zincului sub formă de ZnS, care este stabilă în condiţii variabile de pH. Proba nr. 321, care are cel mai mare conţinut de Zn (100 ppm), conţine 1% C_{org}, 0,5% S şi 6,16% Fe_2O_3, iar în secţiune microscopică se disting granule fine de pirită diseminate în întreaga masă a rocii. Aceleaşi dimensiuni ale ionilor Fe^{2+} şi Zn^{2+} — 0,74 Å după datele lui L. H. Ahrens (1) — pot explica asocierea în condiţii reducătoare a ZnS cu pirita. Posibil ca un conţinut mai însemnat de Fe al rocilor argiloase să determine şi o concentrare mai mare a zincului.

Cu privire la conţinutul mediu de Mo al rocilor sedimentare, P. K. Kuroda şi E. B. Sandell (22) menţionează că acesta nu întrece valoarea de 5 ppm şi că Mo se concentrează de preferinţă în şisturile care au sulfuri, în special pirită, şi care conţin obişnuit şi substanţă organică.

Îmbogăţirea relativă în Mo a piritelor sedimentare este confirmată şi de B. Cambel şi G. Garkovski (5), care găsesc în astfel de pirite mai mult de 10 ppm Mo. În şisturile negre de la Covasna, deşi maximele de frecvenţă pentru gresii şi şisturi aproape coincid la valorile 2—4 ppm Mo, conţinutul mediu pentru şisturi este ceva mai mare (tabelul nr. 3). Cîteva probe, care au peste 5 ppm Mo, conţin peste 2% C_{org}, iar sulf între 0,5 şi 1%.

Analizînd valorile medii pentru fiecare element pe tip de rocă şi orizonturi (tabelul nr. 3), se constată pentru un acelaşi element valori mai mari la şisturi decît la gresii, iar pentru acelaşi tip de rocă variaţii de la un orizont la altul. Se pune întrebarea dacă aceste valori pot aduce unele argumente favorabile în susţinerea părerii asupra existenţei erupţiilor subvulcanice, care alimentau apele din regiunea geosinclinalului cu cenuşă vulcanică şi care au putut contribui la creşterea conţinutului unor elemente-urmă.

După cum rezultă din tabelul nr. 3, valorile medii pe profil ale fiecărui element-urmă în cele două tipuri principale de roci corespund cu datele din literatură, apărînd însă unele deosebiri la Zn, Ni şi Cu.

K. H. Wedepohl (37) arată că în produsele de exhalaţie şi de sublimare a vulcanilor activi, Fe şi Mn se găsesc cel mai adesea urmate de Cu, Pb şi Mo, mai puţin Ni, Co şi Zn. Prin urmare, îndeosebi îmbogăţirea relativă în Cu, şi anume a complexului gresiei glauconitice silicefiate, ar putea fi corelată şi cu unele fenomene subvulcanice. Ţinînd seama de faptul că aceleaşi fenomene vor diminua totodată conţinutul

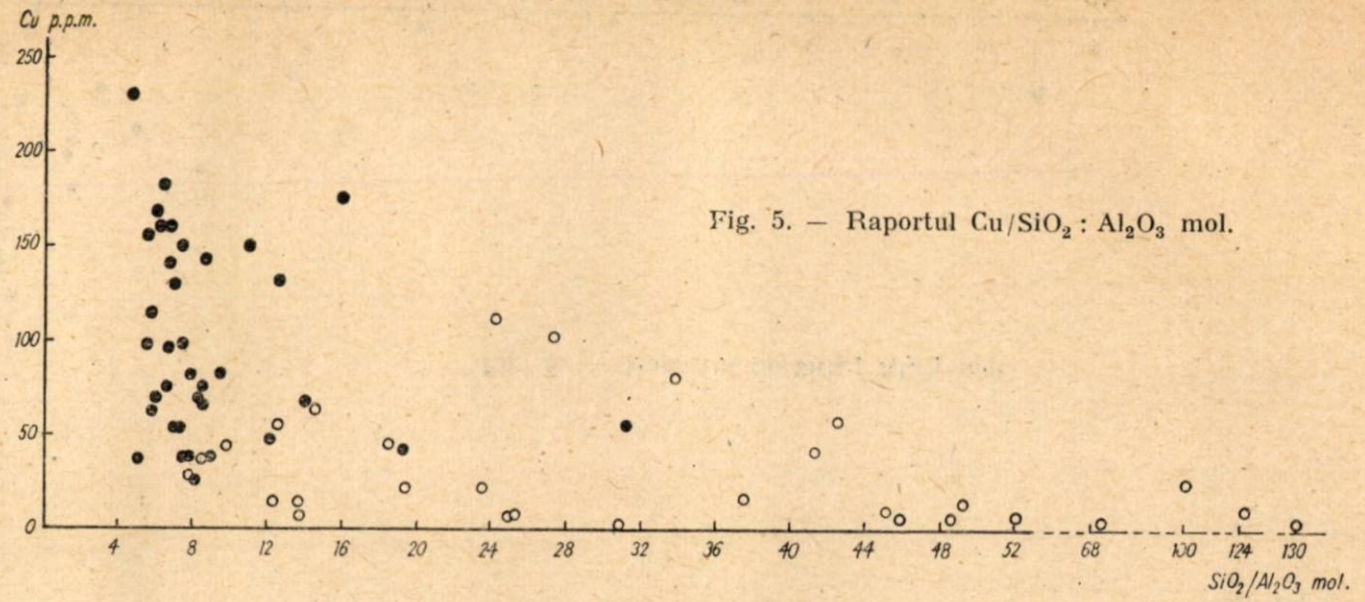


Fig. 5. — Raportul $Cu/SiO_2 : Al_2O_3$ mol.

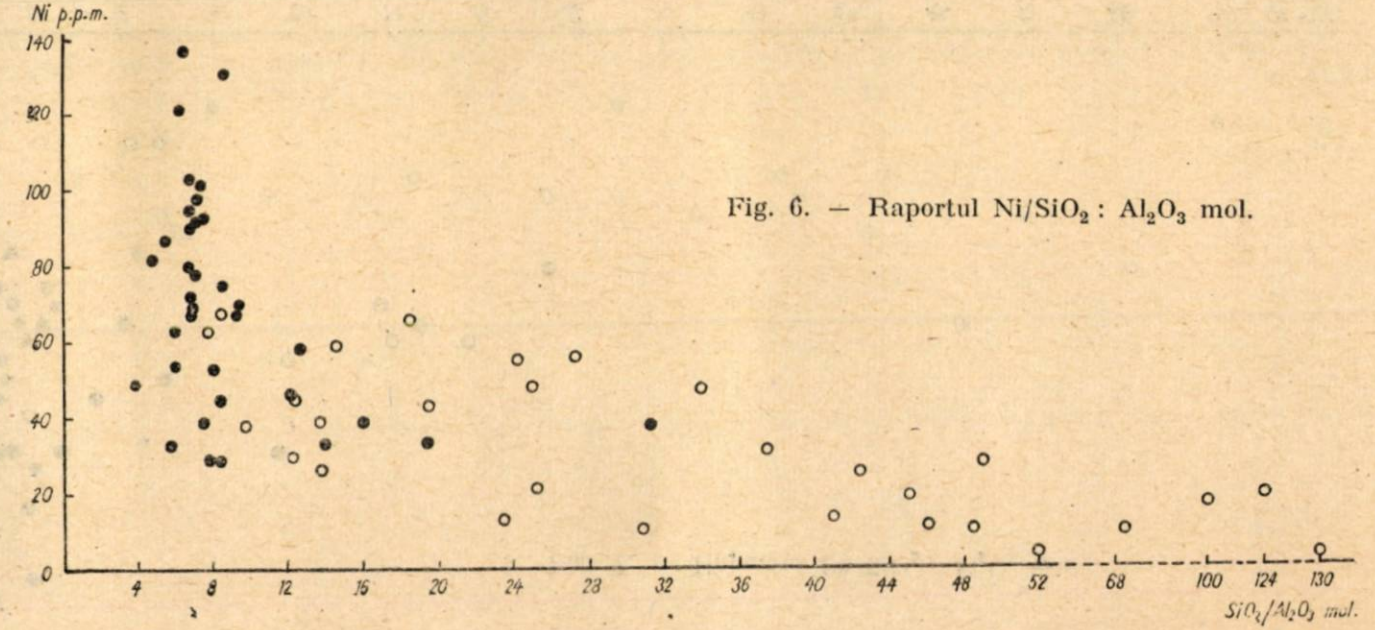


Fig. 6. — Raportul $Ni/SiO_2 : Al_2O_3$ mol.

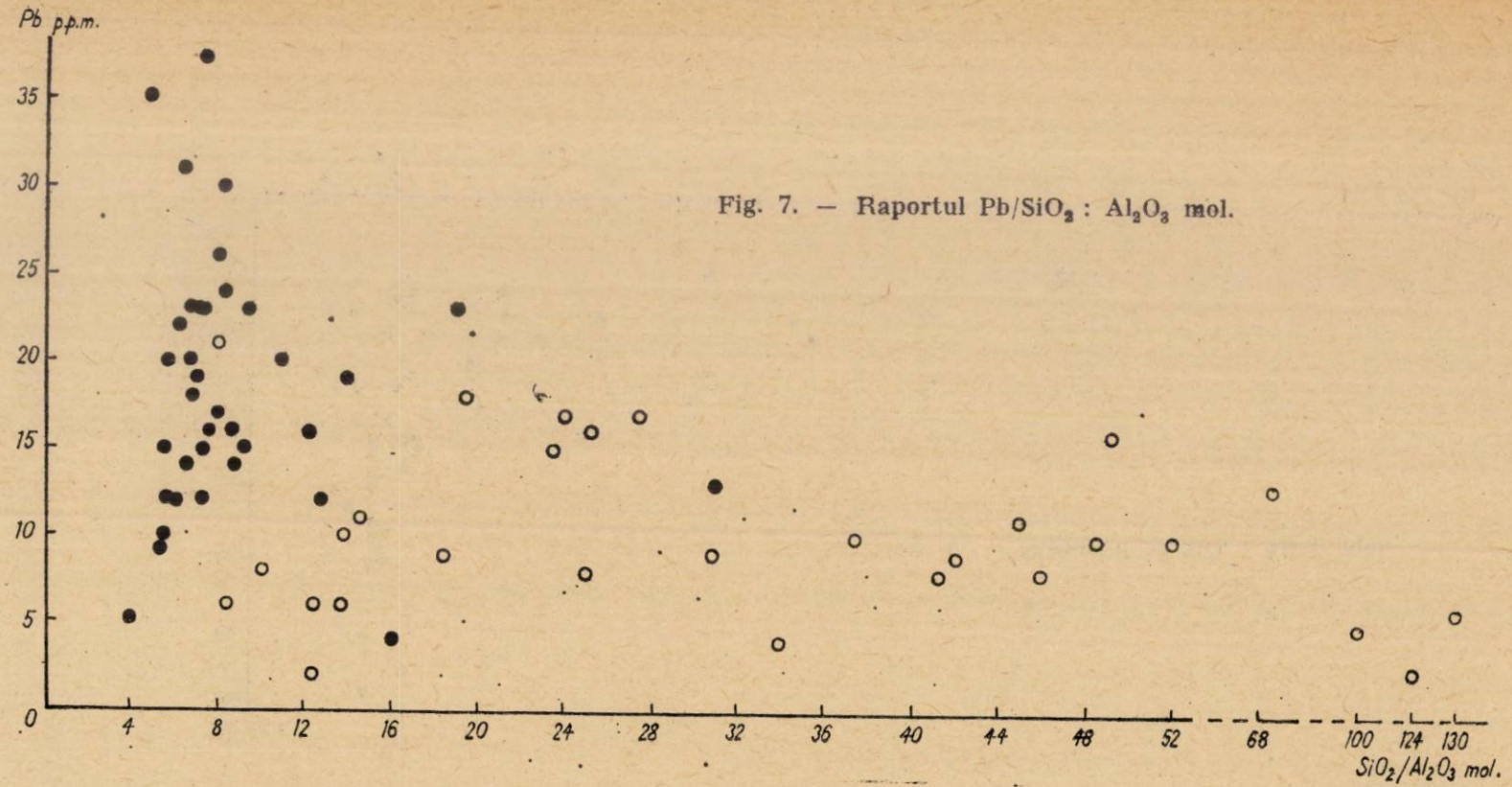


Fig. 7. — Raportul $Pb/SiO_2 : Al_2O_3$ mol.

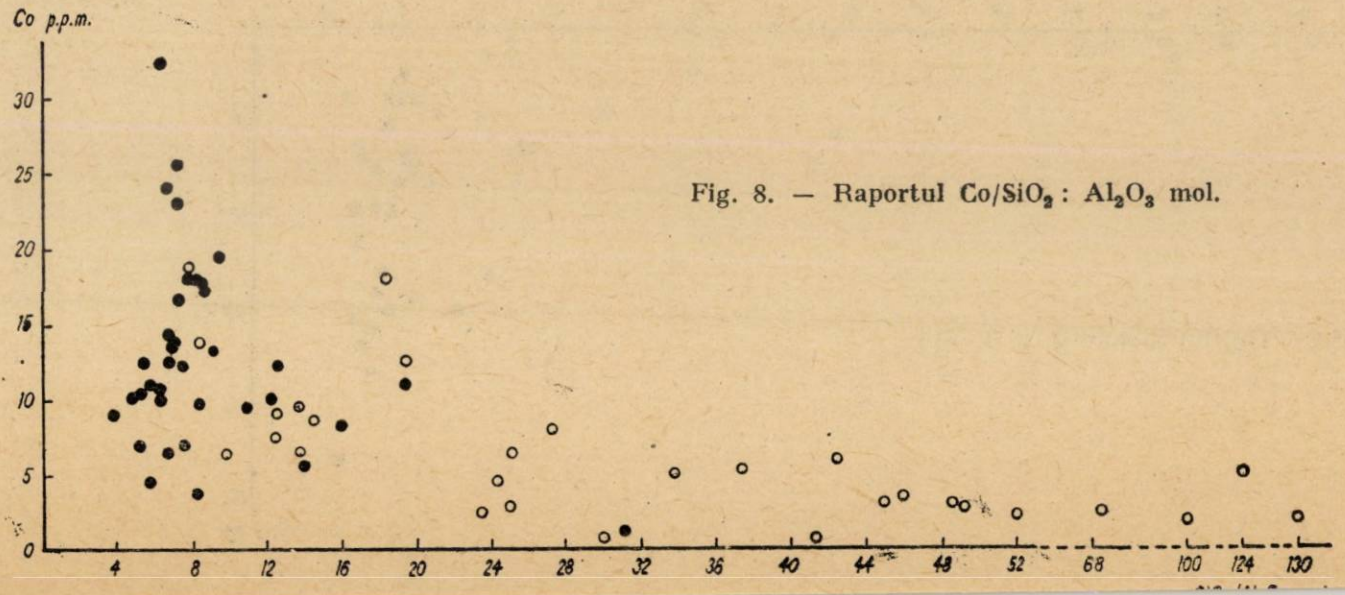


Fig. 8. — Raportul $Co/SiO_2 : Al_2O_3$ mol.

Tabelul nr. 3

Conţinuturi medii de elemente-urmă pe tip de rocă şi orizonturi

Elemente-urmă	Tipul de rocă	Complexul sferosideritic	Complexul şistos	Complexul gresiei glauconitice silicefiate	Întregul profil	Date bibliografice
		conţinuturi medii ppm = mg/kg = n.10^{-4} %				
Co	gresii	6	7	5	6	1—10 (17)
	şisturi	13	12	10	12	12 (17), (19), (6)
						11 (26)
Pb	gresii	9	9	12	10	9 (17)
	şisturi	20	14	27	18	20 (17), (35)
						21 (34)
Zn	gresii	42	37	25	35	16 (17)
	şisturi	69	64	61	66	40 (17)
						80 în roci sedimentare (25)
Ni	gresii	33	44	22	32	2—10 (17)
	şisturi	75	63	77	70	95 (35)
						110 (17)
Cu	gresii	26	48	17	29	10—40 (17)
	şisturi	90	86	172	93	90 (17)
						57 (35)
Mo	gresii	2,2	2,7	1,4	2,1	1,1 (17)
	şisturi	2,9	3,8	1,6	3,1	2 (25)
						5 (22)

în C_{org}, s-ar putea explica în modul acesta şi micşorarea valorilor medii de C_{org} în acelaşi orizont.

Numeroase lucrări folosesc drept criteriu pentru rezolvarea unor probleme de geneză raportul Ni : Co. Considerînd şi pentru şisturile negre

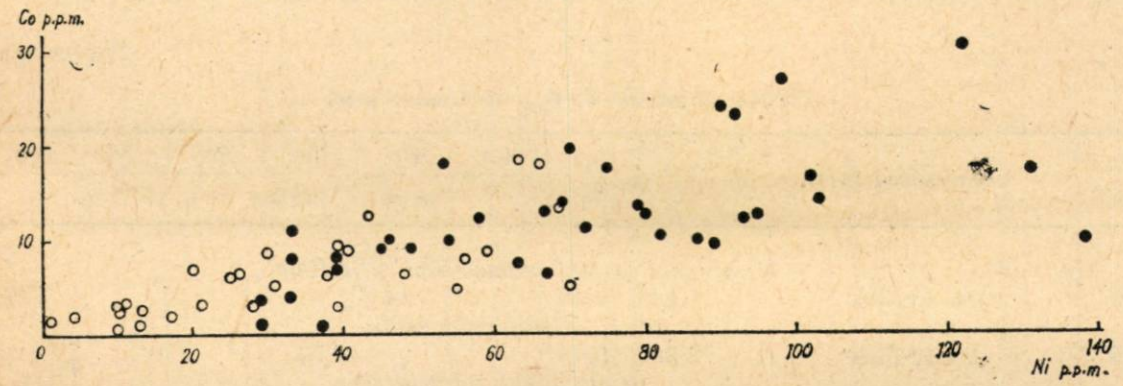


Fig. 9. — Raportul Ni : Co.

de la Covasna mediile aritmetice ale conţinutului de Ni şi Co pentru toate probele din profilul studiat, se găseşte că raportul Ni : Co este 6,20.

Construind diagrama Ni : Co (fig. 9) pentru toate probele analizate, se constată că acest raport este sensibil constant, deşi conţinutul

celor două elemente variază cu tipul litologic de rocă. Acest raport constant arată o sursă comună pentru cele două elemente.

Este de remarcat faptul că raportul Ni : Co este aproape identic cu cel găsit de M. Savul şi colab. (29), (30) pentru sedimentele paleogene de fliş din faciesul marginal Valea Humorului (Ni : Co = 6,43) şi din faciesul de tranziţie valea Moldoviţei (Ni : Co = 6,60). Se poate ca aceste valori să indice fenomene similare de sedimentogeneză.

VARIAŢIA ELEMENTELOR-URMĂ PE PROFIL

Pe baza histogramelor şi a raportului element-urmă/SiO_2 : Al_2O_3 molar, s-a scos în evidenţă creşterea conţinutului de elemente-urmă în rocile cu material argilos. Dacă la această concentrare a contribuit şi substanţa organică, aceasta poate rezulta din analiza variaţiei pe profil a elementelor-urmă, alături de cea a C_{org}.

După cum rezultă din figura 3, un oarecare paralelism în distribuţia pe verticală există. În orizontul sferosideritic, unde apar valorile maxime de C_{org} şi oscilaţiile cele mai însemnate ale acestui element, apar de asemenea şi valorile maxime pentru marea majoritate a elementelor-urmă, şi oscilaţiile cele mai mari. În orizontul şistos, conţinutul în C_{org} scade, oscilaţiile de conţinut devin neînsemnate şi aceeaşi diminuare se resimte şi pentru elementele-urmă. În complexul gresiei glauconitice silicefiate, cu excepţia unui singur şist argilos (nr. 179), valorile descresc şi mai mult atît pentru C_{org}, cît şi pentru elementele-urmă, iar oscilaţiile de conţinut aproape dispar. Sînt distinct concordante variaţiile elementelor-urmă cu cele ale carbonului organic. Mai mult încă, dacă se iau în considerare valorile maxime de C_{org}, se constată că acestea se întîlnesc la şisturile argiloase, care au şi conţinuturi maxime de elemente-urmă, şi totodată sulf în cantităţi semnificative (tabelul nr. 4).

Carbonul organic din oricare dintre tipurile de roci sedimentare studiate reprezintă un amestec de material de origine marină şi nemarină. După cum arată H. A. Tourtelot (34), chiar dacă substanţa organică de origine marină este în cantitate redusă, sursa biologică pentru

Tabelul nr. 4

Conţinuturi maxime de C_{org} şi elemente-urmă

Nr. probei	Denumirea rocii	C_{org} %	S %	Co	Pb	Mo	Zn	Ni	Cu
				ppm = mg/kg = $n.10^{-4}$ %					
			Complexul gresiei glauconitice silicefiate						
179	şist argilos	1,18	0,40		34				230
			Complexul şistos						
45	şist argilos	2,38	0,48			7,1			
			Complexul sferosideritic						
230	şist argilos	1,67	0,45	32				122	160
238	şist argilos	3,33	0,60						160
243	şist argilos	2,44	0,91			6,3			
249	şist argilos	5,52	1,14		31			138	182
294	şist argilo-marnos	2,74	1,32		36				
305	şist argilos	3,20	0,44		30				
321	şist argilos	0,94	0,47				100	131	

acest carbon organic poate influența în diverse moduri cantitatea în elemente-urmă a mediului în care s-au acumulat sedimentele. Unul din acestea ar fi putea fi transferul în anumite zone prin curenți maritimi al unor organisme vii sau al resturilor lor, care pot concentra anumite elemente.

Substanța organică poate influența conținutul în elemente-urmă și prin acțiunea asupra potențialului redox în mediul de acumulare. În seria șisturilor negre de la Covasna, probelor cu conținut mai mare de C_{org}, în special șisturilor argiloase, li se asociază pirita sau siderita, care apar în condițiile unui mediu reducător. La formarea acestor minerale se asociază și elementele-urmă al căror conținut este corelat cu condițiile mediului marin.

Pe măsură ce stratele succesive de sedimente sînt acoperite de altele, ele trec în zone mai profunde de acumulare a materialului pelitic argilos, unde se intensifică procesele de sorbție sau de schimb ionic. Compoziția finală în elemente-urmă a acestor roci va fi determinată deci, pe de o parte, de acțiunea carbonului organic de origine marină, iar pe de altă parte de fenomenele de sorbție pe mineralele argiloase și de formarea unor minerale ca pirita, siderita etc. În cazul unor conținuturi discordante de elemente-urmă se poate presupune și un aport suplimentar, cauzat eventual de intervenția unor fenomene subvulcanice.

În măsura în care principalele procese bio- și geochimice menționate intervin, variază și conținutul în elemente-urmă, chiar pentru un același tip de rocă. Variația elementelor-urmă pe profil este deci determinată de condițiile de sedimentogeneză, care au evoluat în timp.

CONCLUZII

Studiul distribuției C_{org} și a elementelor-urmă în seria șisturilor negre de la Covasna ne-a permis să tragem cîteva concluzii mai importante.

— C_{org} depinde de tipul litologic de rocă, crescînd cu cantitatea de fracțiune pelitică. Conținutul mediu de C_{org} în gresii este 0,53%, iar în șisturile argiloase 0,87%.

— Variația conținutului în C_{org} pe profil nu reliefează condiții speciale de acumulare mai însemnată a substanței organice, corespunzătoare unei zone petroliere, însă indică frecvente nivele cu caracter de facies reducător sau puternic reducător, favorabil menținerii C_{org} dispersat.

— Prin existența C_{org} în cantități ce pot determina caracterul de facies reducător sau chiar puternic reducător, se atribuie culoarea neagră a nivelelor cu acest caracter conținutului în substanță organică. Culoarea neagră a nivelelor cu caracter de facies oxidant — C_{org} în jur de 0,1% — se poate datora oxizilor de mangan tetravalent.

— Conținutul în elemente-urmă crește, la fel cu C_{org}, de la gresii spre rocile argiloase.

— Distribuția elementelor-urmă în seria șisturilor negre de la Covasna este determinată atît de acțiunea substanței organice din mediul marin, cît și de fenomenele de sorbție pe mineralele argiloase. Conținuturile discordante de elemente-urmă în unele nivele se pot datora și unui aport suplimentar, cauzat eventual de intervenția unor fenomene subvulcanice.

LE CARBONE ORGANIQUE ET LA TENEUR EN ÉLÉMENTS-TRACES DANS LES SCHISTES NOIRS DE COVASNA

RÉSUMÉ

On étudie la distribution des éléments-traces : Mo, Cu, Pb, Zn, Co et Ni dans les schistes noirs de Covasna en même temps que la corrélation d'entre leur teneur et le carbone organique (C_{org}) dispersé dans la roche.

La teneur en C_{org} dans le profil géochimique ne relève pas des conditions spéciales d'accumulations plus importantes des substances organiques, correspondantes à une zone pétrolifère, mais il indique de fréquents niveaux au caractère de faciès réducteur ou même fort réducteur, qui ont favorisé le maintien du C_{org} dispersé.

Les variations des éléments-traces sont distinctement concordantes avec celles du C_{org} et augmentent en même temps avec la fraction pélitique, du grès vers les roches argileuses. Les teneurs discordantes dans quelques niveaux sont probablement dues aussi à un apport supplémentaire provoqué éventuellement par l'intervention de quelques phénomènes subvolcaniques.

BIBLIOGRAFIE

1. Ahrens L. H. (1952), *The use of ionization potentials. I. Ionic radii of the elements*, Geochim. Cosmochim. Acta, *2*, 155.
2. Aliev A. G., Pirbudagov V. M. (1964), *Raspredelenie organiceskogo ugleroda v nijnemelovih otlojeniah Daghestana*, Dokl. AN SSSR, **156**, *6*, 1 364—1 367.
3. Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali. Unitatea medio-internă, sectorul valea Sucevei — Dalia*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
4. Brooks F. A. (1960), *Trace and minor elements in Woodbine subsurface waters of the East Texas basin*, Geochim. Cosmochim. Acta, **20**, *3—4*, 199—214.
5. Cambel B. a. Garkovski G. (1965), *Rare elements in pyrites or deposits of the Western Carpathians and their possible use in solving genetic problems*, Problemî geochimii, 249—266.
6. Carr M. H. a. Turekian K. K. (1961), *The geochemistry of cobalt*, Geochim. Cosmochim. Acta, **23**, *1—2*, 9—60.
7. Dimitriu Al. G. (1962), *Metodă precisă de determinare pe cale umedă a carbonului total din soluri*, Dări de seamă Com. geol., **XLIV**, (1956—1957), 417—426.
8. Dobriţkaia Iu. I. (1956), *Opredelenie valovogo soderjania molibdena v pocivah i rasteniah*, în *Metodî opredelenia mikroelementov v pocivah i rasteniah*, Izd. AN SSSR, Moscova, 43.
9. Filipescu M. G., Drăghindă I. şi Mutihac V. (1952), *Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., **I**, 9—10.
10. Filipescu M. G. (1955), *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi Polit. Buc., **6—7**, 241.
11. — (1955), *Contribuţii la orizontarea cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi Polit. Buc., **8**, 293.
12. — (1957), *Contribuţii la orizontarea stratigrafică a cretacicului din flişul extern dintre văile Tazlău şi Uz*, Bul. şt. Acad. R.P.R., Seria geol.-geogr., **II**, *1*, 57.
13. Filipescu M. G., Iliescu G., Iliescu V. şi Copcea M. (1957), *Geologia flişului intern din regiunea dintre valea Buzăului şi Rîul Negru*, Bul. şt. Acad. R.P.R., Seria geol.-geogr., **II**, *3—4*.
14. Filipescu M. G., Botez C., Olaru D., Donos M. şi Donos I. (1966), *Chimismul şisturilor negre de pe valea Covasna. Complexul şistos şi complexul gresiei glauconitice silicifiate*, An. şt. Univ. Iaşi, Secţ. II, geol.-geogr., **XII**, 51—60.

15. Filipescu M. N., Negrescu V., Țintilă D. și Apostol S. (1965), *Încercări de identificare a rocilor generatoare de petrol, prin metoda Y. Khalifek și M. Louis*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*, 451—462.
16. Goldschmidt V. M. (1954), *Geochemistry*, Oxford.
17. Green Jack (1959), *Geochemical table of the elements for 1959*, Bull. Geol. Soc. Amer., **70**, 1 127—1 184.
18. Hirst D. M. (1962), *The geochemistry of modern sediments from the Gulf Paria. III. The location and distribution of trace elements*, Geochim. Cosmochim. Acta, **26**, 1 147—1 187.
19. Khalifek Y. et Louis M. (1955), *Contribution à la reconnaissance des roches-mères de pétrole*, Rev. Inst. France Pétrole, **10**, *5*, 340.
20. — (1961), *Etude de la matière organique dans les roches sédimentaires*, Geochim. Cosmochim. Acta, **22**, *1*, 50—57.
21. Knipovici Iu. N. i Moracevski Iu. V. (1956), *Analiz mineralnovo sîria*, Leningrad.
22. Kuroda P. K., Sandell E. B. (1954), *Geochemistry of molibdenum*, Geochim. Cosmochim. Acta, **6**, *1*.
23. Logvinenko N. V., Karpova G. V., Kosmacev V. G. i Lagutin A. A. (1963), *Ob organiceskom uglerode vî tavriceskoi flișevoi formații krîma*, Dokl. AN SSSR, **150**, *5*, 1140—1143.
24. Macovei G. și Atanasiu I. (1925), *Structura geologică a văii Bistriței între Pîngărați și Bistricioara (jud. Neamț)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **VIII** (1 919—1 920).
25. Maliuga A. P. (1963), *Biogheohimiceskii metod poiskov rudnîh mestorojdenii*, Izd. AN SSSR, Moscova.
26. Ronov A. B., Maliuga A. P. i Makarova (1955), *Raspredelenie malîh calicestvî nikelia, kobalta i medi vî glinah Ruskoi Platform*, Dokl. AN SSSR, **105**, *1*, 129—132.
27. Ronov A. B. (1958), *Organiceskii uglerod vî osadocinîh porodah (vî sviazi sî ih neftenostiu)*, Geohimia, *5*, 409—423.
28. Sandell E. B. (1950), *Colorimetric determination of traces of metals*, 469.
29. Savul M., Botez C., Ionesi L. și Nacu Al. (1960), *Distribuția unor elemente în depozitele senoniene, eocene și oligocene din flișul marginal al Carpaților Orientali din Moldova de nord — Valea Humorului*, St. cerc. șt. chimie, Iași, **XI**, *2*, 227—261.
30. Savul M., Botez C., Ionesi L., Olaru D. și Nacu Al., (1962), *Chimismul rocilor din flișul paleogen în faciesul de tranziție din valea Moldoviței — Moldova de nord pentru elementele Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn*, St. cerc. geol., **VII**, *3—4*, 513—540.
31. Savul M., Filipescu M. G., Olaru D., Donos M., Donos I. și Botez C. (1965), *Chimismul șisturilor negre de pe valea Covasna. Complexul sferosideritic*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*, 61—78.
32. Schrayer G. I. a. Zarella W. M. (1963), *Organic geochemistry of shales. I. Distribution of organic matter in the siliceous Mowry shale of Wyoming*, Geochim. Cosmochim. Acta, **27**, 1 033—1 046.
33. Sujkowski S. B. (1938), *Les séries de Szipot dans les Carpates Polonaises Orientales. Etude géologique et pétrographique d'un complexe du Flisch*, Travaux du Service Géologique de Pologne, **III**, 93.
34. Tourtelot H. A. (1964), *Minor-element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shales of the Late Cretaceous age in the western interior of the United States*, Geochim. Cosmochim. Acta, **28**, *10*, 1 579—1 604.
35. Vinogradov A. P. (1956), *Zakonomernosti raspredelenia himiceskih elementov vî zemnoi kore*, Geohimia, *1*, 5—52.
36. Voinar A. O. (1953), *Biologhiceskaia roli mikroelemenzov vî organizme jivotnîh i celoveka*, Moscova.
37. Wedepohl K. H. (1960), *Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen*, Geochim. Cosmochim. Acta, **18**, *3—4*, 200—231.

Primit în redacție la 11 septembrie 1967

Secția de științe geologice, geofizice și geografice
a Academiei Republicii Socialiste România, București,
Institutul de geologie și geografie,
Secția de geochimie, Iași

ASUPRA PREZENȚEI NACRITULUI ÎN ARGILELE LIASICE INFERIOARE DIN MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI

DE

VIRGIL IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ȘI

GH. NEACȘU

55 (05)

În Munții Pădurea Craiului se găsește un complex continental argilo-grezos, reprezentînd faciesul de Gresten al liasicului inferior.

Liasicul inferior, gros de 80—210 m, în zona Șuncuiuș, începe printr-un orizont de argile roșii caolinitice, frecvent nisipoase, compacte, micacee, care are o grosime de aproximativ 40 m, urmat de o alternanță de lentile sau strate lenticulare de gresii silicioase, dure, argile caolinitice și foarte rar microconglomerate.

O parte din argilele liasice inferioare, datorită conținutului ridicat de caolinit, au proprietăți refractare foarte bune ($IP = 169—175$), fiind exploatate la Șuncuiuș. Conținutul de caolinit din argilele liasice inferioare este ridicat, peste 90% din fracțiunea argiloasă. Conținutul de caolinit din argilele liasice inferioare variază în limitele 60 și 90%, în timp ce conținutul de illit este mult mai redus, variind în limitele 5 și 40%.

Frecvent, argilele sînt compacte, dure și sînt colorate variat: alb, alb-cenușiu, mai rar negricios.

În apropierea contactelor tectonice sau a suprafeței, argilele capătă tentă gălbuie sau roșcată și devin mai plastice, fără a prezenta modificări mineralogice importante.

Caolinitul prezent în argilele liasice inferioare este bine cristalizat (caolinit T), cu totul subordonat întîlnindu-se caolinitul slab cristalizat („fireclay", caolinit pM), în special în argilele cărbunoase.

Illitul este de tip dioctaedric, fiind prezent în cantitate relativ ridicată în unele argile nerefractare.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 309—314, București, 1968

Compoziţia mineralogică a argilelor refractare este relativ simplă : caolinit, subordonat illit şi foarte puţin cuarţ, oxizi şi hidroxizi de fier, uneori şi calcit sau substanţă cărbunoasă.

Argilele liasice inferioare sînt străbătute de fisuri umplute cu cuarţ, nacrit, dickit, rar sericit, clorit, pirită şi sulfaţi.

În zona Dumbrava — Şuncuiuş, în argilele nerefractare cărbunoase s-au întîlnit fisuri umplute cu cuarţ şi nacrit.

Nacritul, mineral foarte rar din grupa caolinitului, este pus în evidenţă prin studiul complex mineralogic al argilelor din regiunea Şuncuiuş.

Roentgenograma pulberii de nacrit de la Şuncuiuş indică o mare puritate a mineralului, un grad înalt de cristalinitate şi de perfecţiune a reţelei. Pe roentgenograme au fost puse în evidenţă numai liniile nacritului, linii clare, cu margini nete pe un fond clar.

Roentgenograma pulberii de nacrit de la Dumbrava — Şuncuiuş, obţinută cu radiaţie de fier nefiltrată (fig. 1), într-o cameră cu diametrul de 57,55 mm, indică o foarte mare asemănare cu roentgenograma pulberii de nacrit de la Brand (Saxonia), obţinută de G. W. Brindley (1) cu radiaţie de cupru nefiltrată, într-o cameră cu diametrul de 57,3 mm, cu roentgenograma obţinută de G. Nagelschmidt (citat după (4)) cu radiaţie de cupru filtrată, într-o cameră cu diametrul de 57,56 mm, pe un nacrit de la Freiberg (Saxonia), şi cu roentgenograma unui nacrit din cartoteca americană ASTM (4).

Deşi reflexul feţei (060) este frecvent asociat cu reflexele feţelor (332) şi ($33\bar{2}$), care au o dispunere uşor diferită, se poate calcula totuşi parametrul „b_0" cu o precizie mai ridicată decît după roentgenograma de rotaţie. Valoarea parametrului „a_0" este de asemenea mai uşor de calculat după roentgenograma pulberilor, deşi „a_0" nu este perfect egal cu „b_0"/$\sqrt{3}$. De altfel, deşi nacritul de la Şuncuiuş este larg cristalizat în comparaţie cu alte minerale argiloase, lamelele paralele putînd ajunge la dimensiunea maximă 0,1/0,1 mm, determinarea parametrilor „a_0" şi „b_0" prin rotaţie este foarte dificilă. Parametrul „a_0" poate fi determinat după roentgenograma de rotaţie, în condiţii extrem de dificile şi cu precizie redusă.

Parametrii celulei elementare a nacritului de la Şuncuiuş sînt :

$$a_8 = 5{,}5\ kX\,; \quad b_0 = 8{,}92\ kX\,; \quad c_0 = 42{,}6\ kX\,; \quad \beta \simeq 90°\,;$$

$$\alpha = \gamma = 90°\,; \quad z = 6.$$

Celula elementară a nacritului cuprinde deci şase foiţe elementare bistratificate.

Deşi aparţinînd sistemului de cristalizare monoclinic, valoarea unghiurilor $\alpha = \gamma = 90°$ şi a unghiurilor $\beta \simeq 90°$ face ca reţeaua cristalină a nacritului să fie apropiată de simetria romboedrică (pseudoromboedrică).

În figura 2 se pot urmări particularităţile intensităţilor feţelor (*ool*) şi (*oko*) ale nacritului în comparaţie cu ale celorlalte minerale caolinice.

Media intensităţilor reflexelor (*ool*) a fost calculată pe cinci ordine de reflexie ale planelor bazale, dispuse în intervalul 7,2 — 1,24 kX. Pentru

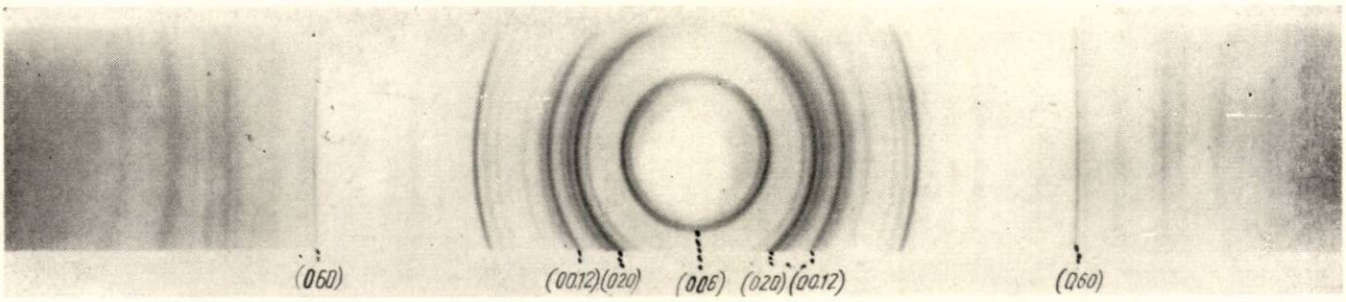


Fig. 1. — Roentgenograma pulberii de nacrit de pe fisurile din argilele liasice de la Șuncuiuș, cu notarea indicilor fețelor principale (*okо*) și (*ool*); $Fe_{k\alpha}$, $Fe_{k\beta}$ radiație; 31 *kW*; 18 *mA*; 200 *V*; cameră cu diametrul de 57,55 mm.

Tabelul nr. 1

Distanțele intrareticulare și intensitățile relative ale liniilor roentgenogramelor probelor de nacrit de la Șuncuiuș, Brand, Freiberg și din ASTM*

Nr. crt.	Nacrit							
	Șuncuiuș		Brand		Freiberg		ASTM	
	d/n	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*
1	7,10	20	7,08	20	7,15	20	7,15	20
2	4,40	17	4,40	16	4,42	16	4,40	16
3	4,08	7	4,13	6	4,16	12	4,15	8
4	3,938	3—4 *l*	3,93	4 *l*			3,93	4 *fl*
5	3,596	18	3,58	18	3,59	20	3,58	20
6	3,411	4—5 *fl*	3,44	2 *l*	3,38	8	3,40	6
7	3,056	6 *fl*	3,04	1 *l*	3,07	8	3,06	6
8	2,546	8 *l*	2,537	2 *l*	2,540	12	2,54	10
9	2,408	20	2,418	20	2,416	20	2,42	20
10	2,390	2	2,393	3			2,39	2
11	2,302	3	2,312	2	2,305	4	2,31	4
12	2,256	3 *fl*	2,263	1—2 *l*			2,26	2 *fl*
13	2,080	5 *fl*	2,069	2 *fl*	2,100	12	2,09	2—12
14	1,976	1			1,980	10	1,980	10
15	1,914	7 *fl*	1,902	5 *fl*	1,922	12	1,914	10
16	1,794	2	1,795	2	1,788	12	1,793	10
17	1,718	1 *l*	1,744	1—2 *l*	1,740	4	1,742	4
18	1,676	4	1,675	4	1,676	8	1,674	6
19	1,612	3 *l*	1,616	4 *l*	1,618	8	1,615	6
20	1,576	0,5	1,583	1			1,583	2
21	1,486	16	1,486	16	1,489	16	1,487	16
22	1,458	6 *fl*	1,455	8 *l*	1,466	8	1,460	8
23	1,438	1	1,434	1—2			1,434	2
24	1,362	4 *fl*	1,358	3 *fl*	1,372	12	1,370	8
25	1,317	1	1,314	1	1,318	2	1,316	2
26	1,282	4	1,284	2	1,282	4	1,283	4
27	1,260	6	1,263	6	1,270	8	1,270	8
28	1,229	5 *fl*	1,230	4 *fl*			1,230	4

* Distanțele intrareticulare (*d/n*) sînt date în *kX*, iar intensitățile relative (*I*) sînt luate într-o scară gradată 1—20. Notațiile cu litere mici indică lățimea relativă a liniilor: *l* = linie lată; *fl* = linie foarte lată, difuză.

fețele (*oko*) s-a făcut media intensităților reflexelor de ordinul 2 și 6. Pentru seria caolinit-halloysit s-a calculat media intensităților fețelor (*hoo*) pe reflexe de ordinul 2 și 4.

În figura 2 se poate urmări și creșterea intensității reflexelor fețelor (*oko*), paralel cu trecerea la structuri mai simple. Astfel, dacă la dickit și caolinit (singonie monoclinică și triclinică) raportul $I_m \frac{(oko)}{(hkl)} = 1{,}4 -$ — 1,9, la nacrit (singonie monoclinică, pseudoromboedrică) $I_m \frac{(oko)}{(hkl)} \simeq$ $\simeq$ 2,5. Și în seria caolinit-„fireclay" — halloysit, raportul $I_m \frac{(oko)}{(hkl)}$ crește de la 1,9 la 2,2, paralel cu trecerea de la simetria triclinică și pseudo-

monoclinică la simetria pseudohexagonală. Creşterea raportului $I_m \frac{(oko)}{(hkl)}$ la mineralele caolinice are loc datorită creşterii simetriei.

Raportul $I_m \frac{(oko)}{(hkl)}$ este influenţat în mare măsură de gradul de ordonare al Al^{3+} în stratul octaedric, de gradul de ordonare al reţelei în direcţia axei „b_o". Raportul $I_m \frac{(oko)}{(hkl)}$ şi lăţimea relativă a liniilor (oko) cresc paralel cu creşterea gradului de dezordonare al dispunerii Al^{3+} în stratul octaedric, paralel cu creşterea gradului de dezordonare al structurii de-a lungul axei „y". Valoarea cea mai mare a raportului $I_m \frac{(oko)}{(hkl)}$ este întîlnită la nacrit ($\simeq 2{,}5$), pseudoromboedric şi la halloysit ($\simeq 2{,}2$), pseudohexagonal, la minerale caolinice cu simetrie mai înaltă, cu singonii mai simple, la care gradele de perfecţiune şi de ordonare ale reţelei sînt mai joase în direcţia axei „b".

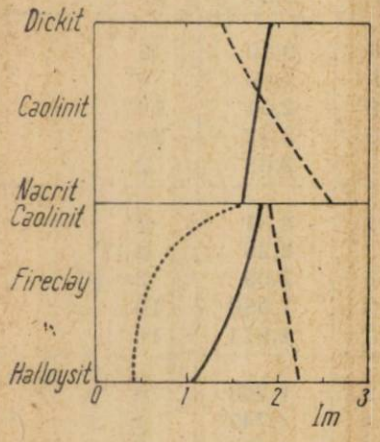


Fig. 2. — Variaţia raportului intensităţilor medii (Im) ale feţelor principale/feţele generale (ool), (oko), (hoo) : (hkl) pentru nacrit, în comparaţie cu celelalte minerale din familia caolinitului. Notaţii : — $Im \frac{(ool)}{(hkl)}$; – – – $Im \frac{(oko)}{(hkl)}$; ..... $Im \frac{(hoo)}{(hkl)}$

Gradul mai redus de ordonare al reţelei în direcţia axei „b" la nacrit, pus în evidenţă şi de difuzia liniilor (oko), deci de linii mai late, cu picuri mai puţin pronunţate, nu are nici o legătură cu dezvoltarea mai largă a lamelelor de nacrit, care ajung să atingă cele mai mari dimensiuni în comparaţie cu celelalte minerale caolinice. Dimensiunile mari ale lamelelor de nacrit, puse în evidenţă optic, sînt deduse şi din caracterul net discret al roentgenogramelor nerotite.

Scăderea raportului $I_m \frac{(ool)}{(hkl)}$, deci a intensităţii feţelor de pinacoid bazal, în comparaţie cu intensităţile reflexelor feţelor generale, se explică de asemenea prin simplificarea structurii, scăderea complexităţii singoniei şi creşterea simetriei de la caolinit la nacrit şi de la caolinit la halloysit. Feţele de pinacoid bazal (ool) sînt cele mai importante feţe ale mineralelor stratificate triclinice şi monoclinice. Ele îşi pierd mult din importanţă la mineralele cu simetrie mai simplă, pseudoromboedrică sau pseudohexagonală. La aceste minerale sporeşte, în schimb, importanţa reflexelor feţelor generale (hkl).

În cazul „fireclay"-ului şi al halloysitului, scăderea avansată a raportului $I_m \frac{(ool)}{(hkl)}$ se datorează în mare măsură şi pătrunderii apei între planele reticulare.

Analiza termică diferenţială a pus în evidenţă următoarea creştere a temperaturii efectului maxim de dehidroxilare : halloysit, „fireclay", caolinit, nacrit şi dickit. Această ordine este determinată, în primul rînd,

de starea în care se găsește foița elementară, ceea ce influențează mult ușurința stratului caolinic de a-și pierde grupările OH. Această ușurință este maximă la halloysit, la care foițele elementare sînt complet separate de strate moleculare de apă, și este minimă la dickit și nacrit, la care dispunerea foițelor elementare, una peste alta, se face mult mai bine, iar celulele elementare sînt alcătuite din două și, respectiv, șase foițe.

Pe curba termică diferențială, nacritul de la Șuncuiuș dă un endoterm pe la 650° și un exoterm pe la 950—960° (fig. 3).

Geneza nacritului nu este încă complet elucidată. În cazul nacritului de la Șuncuiuș, care se găsește ca mineral predominant în fisurile rocilor înconjurătoare, considerăm că el a luat naștere în condițiile diagenezei tîrzii, formîndu-se din soluții silicioase cu pH scăzut, la temperaturi și presiuni ceva mai ridicate decît pentru mineralele caolinice obișnuite.

Valoarea scăzută a pH-ului este de altfel o caracteristică a argilelor liasice inferioare de la Șuncuiuș încă de la formarea lor (liasic inferior), menținîndu-se pînă în prezent.

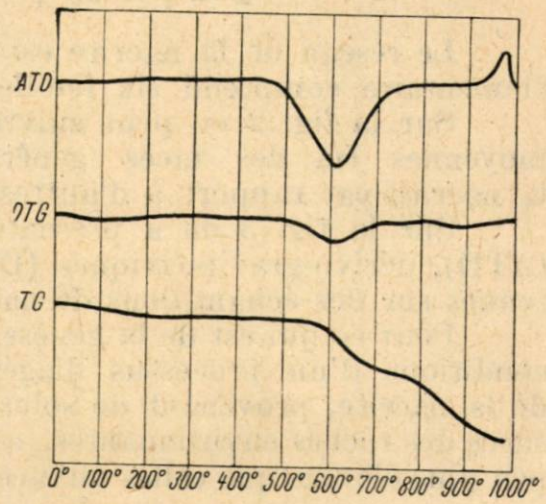


Fig. 3. — Curbele termice diferențiale (*ATD*), termice derivato-gravimetrice (*DTG*) și termo-gravimetrice (*TG*) ale nacritului din zona Șuncuiuș — Dumbrava. Bucla mică pe curba *ATD* și *DTG* indică un amestec redus de dickit.

NOTE SUR LA PRÉSENCE DE LA NACRITE DANS LES ARGILES LIASSIQUES INFÉRIEURES DES MONTAGNES PĂDUREA CRAIULUI

RÉSUMÉ

Dans les argiles non réfractaires charbonneuses du complexe argileux d'âge liassique inférieur, situé dans la contrée de Dumbrava — Șuncuiuș (montagnes de Pădurea Craiului), il y a des fissures comblées de quartz et de nacrite.

Les cristaux de nacrite à l'habitus lamellaire atteignent la dimension de 0,1/0,1 au maximum.

La nacrite a été déterminée au moyen de l'analyse roentgenographique et de l'analyse thermique différentielle.

Le roentgenogramme de la poudre de nacrite de Șuncuiuș atteste la grande pureté du minéral, le haut degré de cristallinité et de perfection du réseau, sur le diagramme apparaissant seulement les lignes claires de la nacrite, aux marges nettes sur un fond clair (fig. 1).

Sur le tableau 1 on a rapporté les distances intraréticulaires et les intensités relatives des lignes des roentgenogrammes pour la nacrite

de Şuncuiuş en comparaison des mêmes data pour la nacrite de Brand et de Freiberg et aussi des valeurs consignées dans la cartothèque de l'ASTM.

La cellule élémentaire de la nacrite de Şuncuiuş présente les paramètres suivants :

$$a_0 = 5{,}15\ kX; \qquad b_0 = 8{,}92\ kX; \qquad c_0 = 42{,}6\ kX$$

$$\alpha = \gamma = 90°; \qquad \beta \simeq 90°; \qquad z = 6$$

Le réseau de la nacrite est donc pseudoromboédrique et la cellule élémentaire comprend six feuillets élémentaires bistratifiés.

Sur la fig. 2 on peut suivre la variation du rapport des intensités moyennes Im des faces générales (*ool*), (*oko*), (*hoo*) : (*hkl*) pour la nacrite par rapport à d'autres minéraux de la famille de la kaolinite.

Sur la fig. 3 on a présenté les courbes thermiques différentielles (ATD), dérivo-gravimétriques (DTG) et thermogravimétriques (TG) obtenues sur des échantillons de nacrite récoltés à Şuncuiuş — Dumbrava.

Pour ce qui est de la genèse, la nacrite de Şuncuiuş naquit dans les conditions d'un processus diagénétique tardif qui détermina le dépôt de la nacrite, provenant de solutions siliceuses à Ph réduit, dans les fissures des roches environnantes, à des températures et des pressions un peu plus élevées que celles qui accompagnent la formation de la kaolinite.

BIBLIOGRAFIE

1. Brindley G. W. (1950), *X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, Londra.
2. Ianovici V. (1941), *Întrebuinţarea razelor X în petrografie*, Rev. şt. „V. Adamachi", **XXVII**, *1*.
3. Millot G. (1964), *Géologie des argiles*, Paris.
4. Miheev V. (1957), *Roentgenometriceskie opredeliteli mineralov*, Moscova.

Secţia de ştiinţe geologice, geofizice şi geografice
a Academiei Republicii Socialiste România,
Bucureşti,
Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 6 decembrie 1967

ASUPRA TERENURILOR METAMORFICE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

55 (05)

INTRODUCERE

În ultimii ani, terenurile metamorfice din Carpații Orientali au făcut obiectul a numeroase prospecțiuni și studii geologice efectuate în scopul punerii în evidență de noi zăcăminte metalifere, precum și a zonelor purtătoare de mineralizații.

Într-o primă etapă — de prospecțiuni — s-au obținut hărți foarte detaliate, cu numeroase separații petrografice. Pe baza cercetărilor efectuate s-a emis ipoteza transgresivității seriei epimetamorfice pe un fundament metamorfozat anterior. În cadrul celor două serii cristalofiliene au fost deosebite complexe de șisturi cristaline, care însă nu au fost separate cartografic. Ideile inedite exprimate în rapoarte au întîmpinat o serie de obiecții, încît rezultatele prospecțiunilor din Carpații Orientali, cu cîteva excepții (11), (20), (30), nu au fost publicate în general în această etapă [1].

O nouă etapă în cercetarea terenurilor cristalofiliene din Carpații Orientali a fost marcată prin studiile stratigrafice și structurale efectuate în regiunea Bărnărel — Holdița (2), unde a fost stabilită, pe baza unor profile transversale, succesiunea stratigrafică a complexelor de șisturi cristaline. Ulterior, cea mai mare parte a acestei succesiuni a fost atribuită proterozoicului superior pe criterii microfloristice (19). Abordarea problemei orizontării și răspîndirii rifeanului în România a prilejuit discutarea amplă a stratigrafiei și evoluției geologice a Carpaților Orientali, pe baza materialelor nepublicate (4). Ipoteza transgresivității seriei epimetamorfice din Carpații Orientali pe un fundament mezometamorfic, metamorfozat și consolidat anterior a fost adoptată au această ocazie. Cerce-

[1] C. Ionescu și colab., I. Rădulescu și colab. etc., *Rapoarte geologice*, 1960—1965, Arh. Inst. Geol..

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 315—336, București, 1968

tările stratigrafice şi structurale au fost extinse în anii următori în întreaga zonă cristalină a Carpaţilor Orientali (1), (13), (14), (16), (24). Aceste cercetări au avut următoarele rezultate : 1) succesiunea stratigrafică din regiunea Bărnărel — Holdiţa a fost detaliată şi completată ; 2) valabilitatea acestei succesiuni a fost recunoscută pentru întreaga arie ocupată de şisturile cristaline din Carpaţii Orientali ; 3) au fost puse în evidenţă variaţii importante de facies sedimentar ; 4) în zona cristalino-mezozoică au fost deosebite unităţi tectonice prealpine, reluate în tectogeneza alpină. Începînd din anul 1963, rezultatele cercetărilor privind anumite sectoare ale Carpaţilor Orientali sau întreaga unitate au început să fie concretizate în note sau comunicări (1), (2), (12), (13), (14), (15), (16), (17), (20), (23), (24), (25), (26), (27), (28), (29).

Extinderea succesiunii stratigrafice din regiunea Bărnărel — Holdiţa, atribuită proterozoicului superior pe baza conţinutului microfloristic, în întreaga arie de dezvoltare a formaţiunilor epimetamorfice a condus la concluzia unei dezvoltări foarte largi a precambrianului în Carpaţii Orientali. Această concluzie, bazată pe interpretarea datelor existente, nu era în acord cu concluziile paleogeografice şi tectonice, rezultate în urma studiului materialelor din forajele efectuate în Platforma Moldovenească, care puneau în evidenţă o îngroşare a depozitelor paleozoice de la est spre vest, indicînd deci prezenţa nemijlocită a acestora în cristalinul Carpaţilor Orientali (10).

Descoperirea unei asociaţii de spori caracteristici paleozoicului superior (carbonifer inferior) în formaţiuni calcaroase încadrate în succesiunea stratigrafică atribuită precambrianului a avut următoarele consecinţe : 1) confirmarea prezenţei paleozoicului în Carpaţii Orientali ; 2) posibilitatea existenţei formaţiunilor paleozoice în diferite sectoare ale acestei unităţi, încadrate anterior în mod greşit în precambrian ; 3) necesitatea revizuirii succesiunii stratigrafice, care, aşa cum era concepută, se încadra în întregime în proterozoicul superior, excluzînd posibilitatea existenţei paleozoicului (1). Aceste considerente ne-au determinat să efectuăm o serie de profile de control în diferite sectoare din Carpaţii Orientali. Am colectat circa 100 de probe pentru analize palinologice. D. B e j u a analizat 70 de probe, fără a obţine rezultate concludente. Cu această ocazie s-au conturat însă o serie de probleme şi ipoteze noi, încît considerăm foarte necesară punerea lor în discuţie. Vom încerca deci să abordăm problema evoluţiei prealpine a Carpaţilor Orientali, subliniind aspectele ei specifice, aspecte care o deosebesc în măsură apreciabilă de celelalte unităţi carpatice.

DIVIZAREA STIVELOR DE ŞISTURI CRISTALINE DIN CARPAŢII ORIENTALI

Formaţiunile metamorfice care intră în constituţia Carpaţilor Orientali au fost atribuite, pe baza principiului zonelor de adîncime, încă din 1927, epizonei şi mezozonei (21). În ultimul timp s-au impus termenii de „serie mezometamorfică" şi „serie epimetamorfică", acordîndu-se acestei separaţii, la început pur petrografică, o accepţie evolutivă.

Introducerea criteriului stratigrafic în studiul terenurilor metamorfice din Carpaţii Orientali a avut ca rezultat gruparea pachetelor de şis-

turi cristaline în nivele, orizonturi și complexe stratigrafice, caracterizate printr-o constituție litologică-petrografică specifică. Amintim astfel diviziunile propuse de M. Dessila-Codarcea și colab. în 1963 (2), V. Ianovici și C. Ionescu în 1966 (15), (16), I. Bercia și colab. în 1967 (1), G. Pitulea în 1967 (26). Evoluția geologică a cristalinului Carpaților Orientali a făcut obiectul unor discuții foarte controversate. Ipotezei derivării celor două serii — epimetamorfică și mezometamorfică — în urma metamorfozării depozitelor a două geosinclinale în faze diferite, admisă în ultimul timp de majoritatea autorilor, i s-a opus ipoteza geosinclinalului unic (I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan). Acest ultim punct de vedere a fost abandonat, în anul 1967, în vederea obținerii unei reprezentări unitare a terenurilor cristalofiliene din această unitate pe hărțile la scara 1 : 200 000.

TERENURILE MEZOMETAMORFICE

În „seria mezometamorfică" au fost înglobate la început toate formațiunile metamorfozate la nivelele inferioare ale faciesului șisturilor verzi (corespunzînd de fapt faciesului amfibolitelor cu albit și epidot) și în faciesul amfibolitelor, indiferent de constituția petrografică, mineralele-index și natura materialului premetamorfic. Astfel, diferite tipuri de gnaise, micașisturi și amfibolite, corespunzătoare unei mezozone tipice, au fost asimilate cu șisturi cuarțitice cu clorit, sericit, muscovit etc., considerate uneori necorect drept corespondentele lor retrometamorfozate.

Remarcăm că încheierea controverselor referitoare la evoluția cristalinului Carpaților Orientali prin admiterea generării seriei mezometamorfice și a seriei epimetamorfice de două geosinclinale diferite a determinat recunoașterea unanimă a rezultării formațiunilor mezometamorfice prin metamorfozarea depozitelor unui singur geosinclinal.

Un nou punct de vedere a fost exprimat în harta tectonică a masivelor prealpine din România, prezentată la sesiunea Comisiei hărții geologice a lumii, la Paris, în iunie 1966 (6). Posibilitatea repartizării formațiunilor mezometamorfice din Carpații românești, și, implicit, din Carpații Orientali, la două diviziuni majore, reprezentînd două etape importante în evoluția precambriană a arcului carpatic — lotrian și alutian —, a fost argumentată și figurată cartografic.

Cu această ocazie a fost reeditată structura în pînze a cristalinului Carpaților Orientali (28). Fundamentul mezometamorfic autohton din Carpații Orientali a fost atribuit în cea mai mare parte alutianului. În aria de răspîndire a formațiunilor alutiene au fost puși în evidență termeni mai vechi, reprezentați prin diferite tipuri de gnaise aparținînd lotrianului. La constituția pînzelor participă atît lotrianul, cît și alutianul. Astfel, pînza gnaiselor de Hăghimaș este constituită din gnaise lotriene, în timp ce în pînza de Inău din Rodna apar șisturi cristaline alutiene.

Discutarea existenței unor termeni corespunzători dalslandianului în Carpații Meridionali și Munții Apuseni, pentru care s-a propus denumirea de „biharian" (7), ne determină să ridicăm problema prezenței

lor și în Carpații Orientali. De altfel, în Carpații ucraineni au fost puse în evidență valori izotopice de circa 800 000 000 de ani, pe baza cărora s-au separat formațiunile metamorfozate corespunzătoare ciclului Rahov. Manifestarea acestui ciclu a fost stabilită și în scutul ucrainean. Amfibolitele și șisturile amfibolice din seria de Bretila ar putea fi rezultate prin metamorfozarea unor siluri sau filoane bazice bihariene. Unele orizonturi sau complexe din seriile de Vatra Dornei — Iacobeni și Bistrița — Barnar, caracterizate prin prezența rocilor amfibolice, ar putea de asemenea aparține biharianului.

Discuții pe marginea ultimelor publicații referitoare la Carpații Orientali. Orizontarea șisturilor cristaline din diferite sectoare ale Carpaților Orientali oferă în prezent o nouă bază pentru discutarea problemei evoluției terenurilor mezometamorfice din această unitate. Elucidarea acestei probleme întîmpină însă dificultăți serioase : 1) formațiunile mezometamorfice apar fie pe alocuri în fundamentul seriei epimetamorfice pe suprafețe restrînse, fie participînd la constituția pînzelor, din care cauză nu pot fi observate succesiuni complete ale pachetelor de șisturi cristaline ; 2) corelarea nivelelor, orizonturilor și complexelor din diferite sectoare este greu de realizat din cauza existenței unor lacune de sedimentare sau de eroziune, foarte greu de decelat în stivele metamorfozate ; 3) în unele cazuri, succesiunile stabilite pe baza superpoziției stratelor pot fi eronate datorită existenței unor discordanțe tectonice, generate de ciclurile tectonice precambriene.

Luînd în considerare succesiunea stratigrafică din regiunea izvoarelor Țibăului — valea Coșnei (16), remarcăm că nivelul bazal al complexului inferior, constituit din micașisturi muscovito-biotitice cu granați, se încadrează foarte bine în alutian. Nivelul șisturilor cuarțito-clorito-biotitice cu magnetit, rezultat evident prin metamorfozarea unor depozite vulcanice-sedimentare, ar reprezenta manifestări ale vulcanismului inițial al alutianului sau, eventual, al biharianului.

Terenurile mezometamorfice dintre Pop Ivan și Tulgheș au fost divizate de curînd în două serii : o serie de profunzime, afectată de procese migmatice, și o serie de metamorfism de intensitate scăzută, în care astfel de procese lipsesc complet (26). Această diviziune corespunde întru totul aceleia propuse de noi în 1964 și 1966 pentru terenurile mezometamorfice din Carpații Orientali : fundamentul prerifean și sistemul R I (4), respectiv lotrianul și alutianul (6). Deosebirile dintre concepția noastră și punctele de vedere exprimate sînt : 1) ambele serii sînt considerate a fi fost generate de același ciclu tectonic, contrar ipotezei potrivit căreia ele fuseseră atribuite la cicluri tectonice diferite ; 2) se admite originea magmatică sau metasomatică a gnaiselor oculare și rubanate, excluzîndu-se derivarea acestora prin metamorfozarea regională a unui material cu pronunțat chimism potasic ; 3) gnaisele de Hăghimaș și Rarău sînt considerate echivalente. Aceste gnaise, la fel ca cele de Rebra și Anieș, reprezintă de fapt complexe litologice-stratigrafice diferite, corelabile cu acelea ale seriilor de Cumpăna și Cozia din Carpații Meridionali.

Analizînd succesiunile complexelor de șisturi cristaline care aparțin seriei mezometamorfice din diferite sectoare ale Carpaților Orientali, remarcăm că, în unele cazuri, complexele gnaisice prezintă o poziție

stratigrafică superioară în raport cu complexele de paragnaise și micașisturi și complexele de șisturi clorito-muscovitice. În succesiunea seriilor intens metamorfozate din Carpații Meridionali, formațiunile gnaisice prezintă în mod constant o poziție stratigrafică inferioară. Corelarea acestei succesiuni cu coloanele stratigrafice din diferitele sectoare ale Carpaților Orientali sugerează o nouă interpretare a situației menționate mai sus. Astfel, succesiunea pachetelor de șisturi cristaline ale seriei migmatice șariate din regiunea Gemenea — Crucea — Ostra (24) și din zona rîului Primatara (26) ar putea fi inversă ; poziția superioară a complexului gnaiselor oftalmitice s-ar datora complicațiilor tectonice prebaicaliene. Complexul gnaiselor oculare de Rebra — Anieș din Rodna prezintă analogii evidente cu unul dintre complexele seriei de Cumpăna din Carpații Meridionali : complexul inferior acestor gnaise și îndeosebi cel superior ar putea fi mai noi (alutian ? biharian ?), poziția sa mediană datorîndu-se de asemenea unor complicații tectonice.

Necesitatea adoptării acestui punct de vedere reiese mai clar atunci cînd se încearcă corelarea succesiunii stratigrafice a complexelor care intră în constituția pînzei cu aceea a fundamentului autohton. În coloana stratigrafică a seriei mezometamorfice autohtone din regiunea Barnar — Holdița — V. Neagra Broștenilor — Păltiniș — Valea Borca, complexele de șisturi cuarțito-biotito-cloritice prezintă o poziție superioară în succesiunea alutiană al cărei fundament lotrian nu apare la zi.

TERENURILE EPIMETAMORFICE

Vom discuta problemele legate de terenurile epimetamorfice, referindu-ne la publicațiile recente în care au fost exprimate ultimele opinii asupra stratigrafiei și tectonicii lor. În prezent au fost unanim admise, după cum am mai arătat, ipoteza transgresivității seriei epimetamorfice și rezultarea ei într-o fază ulterioară metamorfozării fundamentului mai vechi. În sprijinul acestei ipoteze s-au adus o serie de argumente, dintre care cele mai importante ar fi : prezența conglomeratelor bazale remaniind roci mezometamorfice din fundament, transgresivitatea diferiților termeni ai epizonei peste fundamentul mezometamorfic, retrometamorfozarea intensă a fundamentului mezometamorfic la contactul cu seria epimetamorfică. Seria epimetamorfică a fost atribuită proterozoicului superior. Separarea depozitelor paleozoicului, a căror prezență fusese recent atestată datorită studiilor palinologice (5), a fost însă imposibil de realizat pe baza datelor existente. Această situație ne-a determinat să încadrăm terenurile epimetamorfice din Carpații Orientali în diviziuni comprehensive ; pe harta tectonică prealpină au fost repartizate la baicalian + varistic (6) și pe harta geologică a formațiunilor metamorfozate din Carpați la proterozoicul superior + paleozoic (5). Ulterior, am exprimat de asemenea ideea transgresivității depozitelor carboniferului inferior pe un fundament rifean sau paleozoic, precum și a prezenței depozitelor paleozoicului inferior metamorfozate în ciclul caledonian [2]. Profilele pe care le-am

[2] Marcela Dessila-Codarcea, *Evolution préalpine des massifs cristallophylliens des Carpates roumaines* (1967), (sub tipar).

efectuat în Carpaţii Orientali ne-au condus la concluzia că, în cadrul seriei epimetamorfice din această unitate, se pot recunoaşte formaţiunile mai multor sisteme paleozoice, cutate în faze diferite ale ciclurilor caledonian şi varistic. Suprapunerea proceselor de cutare şi de metamorfism a determinat o serie de concordanţe false şi de structuri imbricate, care fac uneori dificilă descifrarea succesiunilor stratigrafice exacte (8). Vom încerca să stabilim caracteristicile celor două mari grupe, precambrian şi paleozoic, pe baza criteriilor de diviziune a stivelor cristalofiliene (8); în continuare vom discuta posibilităţile de decelare şi de subdiviziune a depozitelor paleozoice.

PROTEROZOICUL SUPERIOR

Constituţia litologică-petrografică. Succesiunea stratigrafică stabilită în regiunea Bărnărel — Holdiţa a fost atribuită în cea mai mare parte proterozoicului superior pe baza conţinutului microfloristic. Caracteristicile litologice ale depozitelor premetamorfice rifeene ale seriei de Bărnărel — Holdiţa au fost bine definite : predominanţa materialului terigen, asociat cu material organic în partea ei inferioară şi abundenţa materialului vulcanic acid la partea ei superioară. În prima schemă de corelare a formaţiunilor metamorfice rifeene din România, seria epimetamorfică din Carpaţii Orientali a fost încadrată în sistemul geosinclinal R II (4).

În ceea ce priveşte caracterul formaţional al seriei epimetamorfice, s-a arătat că una dintre trăsăturile ei cele mai evidente este alternanţa ritmică, caracteristică depozitelor flişoide (16), contrar opiniei care neagă existenţa unei formaţiuni metamorfozate de fliş în Carpaţii Orientali. În prima ordine de idei, remarcăm că prezenţa metagraywackelor, caracteristice flişurilor vechi, nu a fost semnalată, iar vîrsta formaţiunii ritmice menţionate de pe Pîrîul Omului, nu a fost confirmată pe criterii microfloristice. În a doua ordine de idei, subliniem că în aria de dezvoltare a seriei epimetamorfice din Carpaţii Orientali există într-adevăr formaţiuni ritmice ; caracterul lor premetamorfic a fost însă şters într-o oarecare măsură de metamorfismul regional, care a produs un fenomen de dislocare şi de rotire a secvenţelor mai dure între secvenţele şistoase. Menţionăm o astfel de formaţiune pe valea Bistriţei în aval de Pîrîul Colbului situată peste un pachet de şisturi muscovitice aparţinînd fundamentului. Această formaţiune este constituită din cuarţite sericitice şi cuarţite feldspatice sericitice dure, care alternează cu şisturi cuarţitice muscovito-sericitice, şisturi sericitice sau şisturi cuarţo-albitice cu sericit. Metagraywackele sînt prezente, dar apar rar ; ele sînt constituite din granule rotunjite de plagioclaz, înglobate într-o matrice sericitică, orientată. Uneori se observă fenomene de granoclasare ; şisturile blastodetritice prezintă un aspect rubanat datorită alternanţei unor microsecvenţe de metagraywacke şi de şisturi cuarţitice cu sericit. Partea superioară a formaţiunii este caracterizată prin prezenţa pigmentului grafitic ; ea suportă în continuare un pachet de roci compacte cuarţo-albitice ± sericit (tufuri şi tufite), conţinînd rare cristale mai mari de plagioclaz, lobate şi corodate, uneori fragmentate şi mai rar cristale rotunjite de cuarţ. Din cele arătate rezultă că această formaţiune ritmică rifeană prezintă ca-

ractere specifice, datorită materialului vulcanic acid în secvențele compacte și la partea ei superioară, precum și materialului organic.

Constituția litologică eterogenă a rifeanului reiese mai evident atunci cînd se ia în considerație succesiunea din regiunea Bărnărel — Holdița ; ea conferă părții terminale a precambrianului din Carpații Orientali un caracter oarecum molasoid, determinat de faptul că procesul de sedimentație s-a produs pe un prag mai ridicat (8). Asociațiile de spori puși în evidență în șisturile verzi din Dobrogea și în metaflișul intracarpatic indică sincronismul acestora cu formațiunea rifeană din Carpații Orientali.

Materialul vulcanic, foarte abundent în formațiunea rifeană, prezintă în exclusivitate un caracter acid. Așa-numitele „roci verzi", menționate în partea inferioară a seriei epimetamorfice din Carpații Orientali, ar putea reprezenta în realitate zgurile de bazalte ale curgerilor de lave acide sau eventual filoane bazice paleozoice. Materialul vulcanic a fost expulzat la suprafață de-a lungul unei fracturi NNV/SSE, paralelă cu structura fundamentului vechi, prin erupții liniare cu caracter mixt. Dyke-ul de Pietrosul, constituit în realitate dintr-o asociație de material piroclastic și material efusiv, marchează paleolinia principală a erupțiilor proterozoice. Conținutul de material piroclastic în dauna materialului efusiv crește pe măsura depărtării de linia de erupție ; roci tufogene apar atît la vest, cît și la est de această linie, materialul vulcanic asociindu-se treptat cu materialul sedimentar al formațiunii terigene, uneori evident ritmice. Diferențierea materialului terigen-vulcanic acid a avut loc deci în proterozoic mai mult în spațiu decît în timp. Din cele arătate capătă o explicație logică și faptul că porfiroidele de tip Pietrosul nu depășesc un anumit nivel al succesiunii epimetamorfice.

M e t a m o r f i s m u l. Formațiunea rifeană a fost metamorfozată regional la nivelul faciesului șisturilor verzi, atingînd în părțile inferioare zona cu biotit și uneori, se pare, cu granat almandin ; în părțile superioare ale stivei rifeene, metamorfismul s-a produs la nivelul zonei cu clorit. Granulația, dependentă, după cum se știe, de intensitatea metamorfismului, este evidentă ; structurile relicte sînt parțial conservate, atît în ceea ce privește materialul sedimentar (metagraywacke), cît și materialul vulcanic (gnaisele de tip Pietrosul).

Prezența unor procese de retrometamorfism în terenurile mezometamorfice a fost observată de mulți autori. Adeseori, formațiuni rifeene mai intens metamorfozate și ulterior retrometamorfozate au fost înglobate în fundamentul prerifean mezometamorfic. O fază ulterioară de metamorfism progresiv este marcată îndeosebi prin blasteza lamelelor largi de muscovit în fîșiile sericitice și a biotitelor perpendicular pe foliație, urmată de diaftorizarea lor parțială.

S t i l u l t e c t o n i c este caracterizat prin cute largi. În ariile de răspîndire ale paleozoicului, formațiunea rifeană este cutată mai strîns ; fenomenele de tectonizare, de laminare și chiar de filonitizare prezintă o extindere regională.

PALEOZOICUL

Descoperirea depozitelor metamorfozate ale paleozoicului inferior în Carpaţii Meridionali centrali ne-a sugerat ideea existenţei unor termeni echivalenţi şi în Carpaţii Orientali [3]. Într-adevăr, în accepţia atribuirii seriei epimetamorfice din această unitate unui singur ciclu tectonic, caracterul ei formaţional este foarte puţin clar. Această serie ar îngloba, după datele existente, atît o formaţiune de fliş, cît şi formaţiuni vulcanice bazice şi acide [4], generate de un magmatism geosinclinal iniţial. Flişul s-ar încadra în coloanele stratigrafice în partea bazală a stivei epimetamorfice ; în orizonturile inferioare ale părţii mediane a stivei abundă materialul vulcanic acid, iar în cele superioare apare şi materialul vulcanic bazic. Succesiunea formaţiunilor caracteristice etapelor principale ale geosinclinalelor apare astfel inversată.

Apariţia materialului vulcanic bazic este foarte semnificativă ; el marchează şi în Carpaţii Orientali etapa iniţială a geosinclinalului caledonian. Delimitarea acestei formaţiuni iniţiale pe baza datelor existente este foarte dificilă, deoarece pînă în prezent toate succesiunile caracterizate prin prezenţa materialului vulcanic au fost încadrate în complexul median (al porfiroidelor), care revine proterozoicului superior. Un reper de luat în consideraţie ar fi pachetele de roci verzi. Remarcăm însă că acestea apar în succesiunile epimetamorfice din diferite sectoare ale Carpaţilor Orientali destul de sporadic, intercalate la nivele stratigrafice diferite. Separarea formaţiunii iniţiale caledoniene era deci aproape imposibil de realizat pe baza datelor existente.

În scopul rezolvării acestor probleme am ales, pe hărţile petrografice existente, anumite profile geologice. Cercetările de teren, completate cu studii microscopice, ne-au dat posibilitatea să deosebim formaţiunile paleozoice de cele ale fundamentului rifean. În cadrul stivei paleozoice am deosebit mai multe serii şi subserii, caracterizate printr-o litologie specifică şi separate între ele prin discordanţe tectonice sau stratigrafice. Subliniem de la început că multe din punctele de vedere pe care le vom exprima diferă în mod substanţial de ideile exprimate în ultimele publicaţii referitoare la cristalinul Carpaţilor Orientali ; ele se înscriu însă pe linia continuării preocupărilor clarificării evoluţiei prealpine a Carpaţilor românești (4), (6), (7). De altfel, necesitatea punerii în evidenţă a paleozoicului din Carpaţii Orientali, ilustrată de harta tectonică şi stratigrafică a terenurilor cristalofiliene din această unitate (5), (6) şi susţinută public în anul 1966 (10) , a început să preocupe pe cercetători, încît s-au adus deja contribuţii noi. În Masivul Rodna a fost separată recent seria epimetamorfică de Repede, atribuită paleozoicului pe baza constituţiei petrografice, aproape identice cu seria de Tulişa şi a unor resturi organice [5].

[3] *Ibidem*, p. 7.

[4] În anul 1964 am introdus termenii de serie bazică-acidă şi de magmatism bazic şi acid de geosinclinal, adoptaţi apoi de unii autori. La nivelul cunoştinţelor de atunci, nu era posibilă o detaliere care să corespundă ultimelor concepţii referitoare la evoluţia zonelor geosinclinale. Datele recente aduc în această privinţă contribuţii preţioase, încît renunţarea la acest termen, cu caracter intermediar în procesul ascensional al cunoaşterii, se impune.

Remarcăm de asemenea că atît magmatismul acid rifean, cît şi cel paleozoic nu corespund etapelor iniţiale ale geosinclinalelor baicalian şi caledonian, ci etapelor mediene sau terminale.

[5] H. Kräutner, *Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei* (în volumul de faţă, p. 337).

Unele idei pe care le exprimăm sau le reluăm și-au găsit astfel deja confirmarea. Sîntem convinși că ipotezele inedite pe care le vom aduce sau reactualizarea unor idei abandonate vor constitui în viitor puncte de discuție, contribuind la elucidarea problemelor foarte complexe puse de evoluția acestei unități carpatice. Termenul de „serie epimetamorfică" s-a dovedit a fi în ultimul timp necorespunzător. În seriile cristalinului Munților Bistriței (1) , au fost înglobate adeseori inexact complexe sau orizonturi de vîrste diferite. Adoptarea unei noi terminologii, care să corespundă noilor date, devine foarte necesară. Vom propune o nouă nomenclatură pentru subdiviziunile terenurilor epimetamorfice paleozoice din Carpații Orientali.

SERIA DE POJORÎTA — ȚIBĂU

Subseria calcarelor și rocilor verzi. Această serie se dispune direct peste rifeanul epimetamorfic foarte tectonizat și laminat sau peste fundamentul mai vechi intens retrometamorfozat, printr-un nivel bazal de roci verzi : șisturi clorito-epidotice calcaroase cu granule mărunte rotunjite de albit (Pîrîul Canal, afluent al văii Țibău) și roci flassergabbroide (valea Bistriței în amonte de Pîrîul Șesuri). Urmează apoi în continuitate pachete de carbonatite, constituite din : calcare albe marmoreene, roci carbonatice rubanate cu granule mici de albit și carbonați feriferi limonitizați, calcșisturi, calcare cenușii dolomitice granoblastice mărunte. În unele cazuri, ele sînt asociate cu șisturi cu siderază limonitizată și roci clorito-albitice cu titanit și granule mici de albit, uneori cu structuri intersertale relicte (valea Fîntînei — Rodna).

Rocile verzi au rezultat prin metamorfozarea unui material vulcanic. Ele sînt identice cu cele care constituie cambrianul inferior din Carpații Meridionali centrali, unde apar de asemenea uneori asociate cu calcare. Această formațiune, tipică pentru etapa inițială a geosinclinalului caledonian, prezintă variații laterale de facies : calcare roșietice sau verzui în plăci sau masive, calcare roșietice sau albe, masive, asociate cu șisturi calcaroase, șisturi clorito-sericitice cu albit, roci tufogene neomogene și șisturi cuarțoase sericito-cloritice (Pîrîul Canal). În seria de Repede din Masivul Rodna a fost pus în evidență un complex vulcanogen bazal, caracterizat prin predominanța rocilor verzi. Acest complex este echivalent cu partea inferioară a subseriei calcarelor și rocilor verzi, avînd aceeași semnificație în evoluția prealpină a Masivului Rodna[6].

Subseria metavulcanitelor. Această subserie se caracterizează prin abundența materialului vulcanic intermediar pînă la acid sub formă de : roci tufogene, roci tufogene neomogene, metabrecii, șisturi cuarțo-albitice ± sericit, roci porfiroide. Aceste tipuri principale de roci reprezintă depozite vulcanice predominant piroclastice, și anume : tufuri de cenuși, tufuri haotice, tufuri-brecii și ignimbrite (valea Rusaia, Pîrîul Țibăuaș, valea Bistriței în aval de Pîrîul Caminet, valea Bistriței în aval de Zugreni, Pîrîul Litu, valea Țibău, valea Delnița). Unele succesiuni sînt caracterizate prin prezența metatufurilor cristaloclastice și litoclastice cu structuri

[6] *Ibidem*, p. 337.

relicte bine conservate ; ele reprezintă probabil partea superioară a complexului sau eventual o variație laterală de facies (Pîrîul Liţu). Materialul vulcanic este asociat îndeosebi la partea superioară a subseriei cu material sedimentar aleuritic, pelitic şi calcaros, prin metamorfozarea căruia au rezultat : filite grafito-cloritice, şisturi cloritice, şisturi clorito-sericitice în plăci, calcare dolomitice cenuşii fin grăunţoase, şisturi sericito-calcaroase cu granule de albit. Metavulcanitele , care constituie acest complex, sînt rezultatele unor erupţii liniare cu caracter mai mult exploziv. Liniile de erupţie, mai puţin adînci şi continue, în comparaţie cu linia rifeană de Pietrosul, sînt parelele cu acestea, dezvoltîndu-se la nord de Vatra Dornei, în bazinul văii Bistriţei şi al văii Moldovei. Spre sud, căracterul liniar al erupţiilor apare mai puţin evident.

O caracteristică importantă a rocilor care constituie această subserie este dată de prezenţa impregnaţiilor de carbonaţi de fier limonitizaţi, care apar atît în rocile tufogene neomogene, cît şi în şisturi cuarţo-albitice, uneori sericitice (tufuri şi tufite). Impregnaţii identice apar şi în complexul calcarelor şi al rocilor verzi. Seria de Repede este caracterizată de asemenea printr-o metalogeneză de tip geosinclinal legată de activitatea magmatismului iniţial [7]. Aceasta denotă condiţii specifice de depunere ale formaţiunii iniţiale caledoniene, echivalentă cu seria vulcanogenă bazică din Poiana Ruscă.

Subseria metavulcanitelor s-ar încadra de asemenea în paleozoicul inferior (cambrian inferior şi mediu ?). Depozitele sale se dispun uneori direct peste structurile anticlinale tectonizate constituite din formaţiunea rifeană, părînd a reprezenta în parte o variaţie de facies a complexului calcarelor şi rocilor verzi, sau eventual a marca o discordanţă între cambrianul inferior şi mediu.

Subseria calcarelor şi şisturilor grafitice. Abundenţa calcarelor şi dolomitelor reprezintă o caracteristică specială a paleozoicului din Carpaţii Orientali. Asocierea lor cu şisturi grafitice le conferă uneori un caracter specific de sfîrşit de ciclu de sedimentare (valea Ţibău, valea Bistriţei în aval de Pîrîul Caminet).

Depozitele metamorfice ale acestei subserii sînt caracterizate printr-o variaţie destul de largă de tipuri petrografice : şisturi cuarţitice grafito-sericitice cu aspect ritmic, şisturi cuarţitice calcaroase sericito-cloritice cu aglomerări mărunt granulare limonitizate, şisturi cuarţitice cu carbonaţi de fier limonitizaţi, calcare blastodetritice inechigranulare cenuşii-negricioase cu vinişoare albe de calcit, calcare marmoreene, şisturi carbonatice rubanate, filite sericito-grafitice, filite sericitice. Depozitele premetamorfice erau caracterizate deci prin abundenţa materialului sedimentar cu caracter mixt. Împregnaţiile de sulfuri sînt caracteristice (valea Ţibău). În Masivul Rodna se menţionează de asemenea concentraţii lenticulare şi stratiforme de pirită şi sulfuri polimetalice intercalate în complexul detritogen grafitos [8].

Subseria calcarelor şi şisturilor grafitice se dispune uneori direct peste structurile anticlinale tectonizate ale rifeanului sau peste pachete de roci caracterizate prin prezenţa metavulcanitelor ; ea ar aparţine deci tot cambrianului.

[7] *Ibidem.*
[8] *Ibidem.*

SERIA DE DELNIȚA

Subseria cuarțitelor. Această subserie prezintă o dezvoltare destul de caracteristică pentru a justifica separarea ei. În regiunea Fundu-Moldovei, pe valea Delnița, apare o succesiune caracterizată prin alternanța unor bancuri de dimensiuni metrice de cuarțite albe și negre. Acest pachet cuarțitic este șariat peste depozitele triasice. Pe valea Botoșelului se întîlnesc de asemenea pachete de cuarțite. Metamicroconglomeratele cu ciment sericitic, foarte tectonizate, care apar în amonte, ar putea reprezenta baza succesiunii descrise. Complexul detritogen grafitos al seriei de Repede din Rodna debutează de asemenea cu un orizont metaconglomeratic.

Caracterele litologice ale acestei subserii indică depunerea ei în condiții specifice. Succesiuni de cuarțite blastodetritice apar în Carpații Meridionali centrali atît la partea terminală a cambrianului inferior, cît și în ordovician. Complexul cuarțitelor ar putea deci reprezenta una dintre diviziunile acestor sisteme în Carpații Orientali, îndeosebi a ordovicianului, cu atît mai mult cu cît și aici pare a fi transgresiv.

În această ordine de idei, remarcăm că în valea Rusaia, pe flancul vestic al anticlinalului Bretila, peste un pachet de roci cuarțo-feldspatice în plăci cu impregnații de carbonați de fier, alternînd cu șisturi cuarțitice sericitice și roci tufogene neomogene cu impregnații de granule limonitizate aparținînd subseriei metavulcanitelor, apare în falsă concordanță o succesiune, caracterizată printr-o alternanță de ordinul metrilor de metaconglomerate cenușii mărunte, șisturi cuarțitice negricioase cu pirită și filite grafitice. Studiul microscopic pune în evidență : calcșisturi cu impregnații de oxizi de fier, cuarțite cu matrice carbonatică sau grafitică conținînd uneori galeți rotunjiți de cuarț, metamicroconglomerate cu ciment cuarțo-grafitic cu galeți de cuarț într-un mic sinclinal care stă în discordanță evidentă spre sud-vest pe complexul metavulcanitelor. Această situație sugerează existența unei discordanțe, rezultată posibil datorită manifestării slabe a fazei sardice, la fel ca în Carpații Meridionali. Remarcăm că existența unei discordanțe între complexul detritogen grafitos și complexul vulcanogen bazal din Rodna nu este de altfel exclusă de H. Kräutner. Baza ordovicianului transgresiv ar putea deci fi marcată în unele sectoare ale Carpaților Orientali printr-un pachet blastodetritic, caracterizat prin prezența metaconglomeratelor și metagresiilor cu ciment sericito-cloritic.

Subseria calcarelor și dolomitelor. În bazinul văii Moldovei, îndeosebi pe valea Botoșelului apare o formațiune carbonatică, constituită din calcare și dolomite masive cenușii deschis cu vinișoare de calcit, foarte tectonizate, asociate uneori cu calcșisturi cenușii și șisturi grafitice. Aceste calcare par a se așterne în continuitate de sedimentare (valea Botoșel) peste subseria cuarțitelor ; ele ar putea reprezenta silurianul calcaros din Carpații Orientali. În Masivul Rodna, peste orizontul metaconglomeratic al complexului detritogen grafitos se așterne în continuitate de sedimentare orizontul dolomitic-calcaros.

Unele calcare, posibil siluriene, apar și în alte sectoare ale Carpaților Orientali. Ele se suprapun însă direct peste pachete de șisturi cristaline aparținînd seriei de Pojorîta — Țibău. Discordanța angulară este uneori

foarte evidentă. Lipsa uneori a seriei cuarțitelor ordoviciene s-ar explica prin prezența unei importante lacune de sedimentare. Astfel, pe valea Țibăului apare un pachet de calcare cenușii sau negricioase, mai rar albe, cu vinișoare de calcit și alternanțe subordonate de șisturi cloritice. Pachetul este puțin înclinat, prezentînd o poziție evident discordantă în raport cu diferiți termeni ai seriei de Pojorîta — Țibău, cutați mai strîns și evident redresați.

Spre nord-vest, pe valea Bistriței, în aval de Pîrîul Caminet, se întîlnește o succesiune de calcare asociate cu calcare dolomitice cenușii și dolomite negre cu vinișoare albe de calcit, șisturi grafitice și calcare albe, care este susceptibilă de a se încadra de asemenea în silurian.

Masivul Rodna, unde calcarele reprezintă dezvoltări remarcabile, include foarte probabil termeni ai acestei subserii. Remarcăm astfel că în versantul stîng al văii Fîntînei apare un pachet important de calcare masive cenușii foarte fine, care alternează cu calcare albe. Aceste calcare se suprapun peste o alternanță de calcare și dolomite negre și cenușii, șisturi sideritice și roci verzi aparținînd seriei de Pojorîta — Țibău.

O poziție stratigrafică deosebită prezintă și aliniamentul de calcare Lăzarea — Bilbor — Borsec, situat în partea vestică a cristalinului Carpaților Orientali. Asociația unora dintre aceste calcare cu roci verzi pare a indica apartenența lor cambrianului. Aspecte puțin caracteristice, care ar putea reprezenta structuri de crinoizi, ridică însă problema atribuirii acestor calcare silurianului. În aceeași ordine de idei remarcăm că și calcarele de la Dealul Vînăt aparțin foarte probabil acestui sistem paleozoic.

SERIA DE VALEA STÎNII

Subseria blastodetritică. Unul dintre argumentele hotărîtoare ale ipotezei transgresivității seriei epimetamorfice pe un fundament mezometamorfic mai vechi a fost prezența conglomeratelor metamorfozate bazale (15), (28). Contrar acestei opinii, s-a susținut uneori că aceste conglomerate sînt de fapt intraformaționale (I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan). Interesant este de menționat faptul că uneori, deși există anumite rezerve în această foarte controversată problemă, afirmîndu-se că nicăieri în regiunea dintre Pop Ivan și Tulgheș nu s-au întîlnit aflorimente unde poziția conglomeratelor metamorfozate să fie clară, se admite pînă la urmă că poziția lor bazală și procesele de retrometamorfism ale fundamentului constituie argumente importante pentru existența a două faze de metamorfism (26).

Posibilitatea ca unele dintre conglomeratele metamorfozate din Carpații Orientali să marcheze transgresiunea silurianului a fost arătată (conglomeratele sericito-cloritice și eterogene, după I. Rădulescu, la care se adaugă și unele metaconglomerate, metamicroconglomerate și metagresii cuarțoase, ușor grafitice). Rămîne să discutăm deci problema vîrstei conglomeratelor cuarțoase cu ciment grafitic, afectate foarte puțin de metamorfism. Între aceste două tipuri de conglomerate metamorfozate au fost puse în evidență de fapt deosebiri nete în privința caracteris-

ticilor litologice și sedimentologice (28), deosebiri care nu pot fi explicate satisfăcător printr-o variație de facies sedimentar.

Studiul microscopic al materialului colectat pe Pîrîul Gîndacului, valea Diaca și Pîrîul Omului ne-a condus la concluzia că așa-numitele conglomerate bazale se dispun de fapt pe un fundament foarte tectonizat rifean, constituit din șisturi muscovito-cuarțitice. Conglomeratele remaniază nu numai șisturi mezometamorfice prerifeene; ele conțin galeți remaniați și din fundamentul rifean. Diferitele varietăți de roci blastodetritice asociate cu conglomeratele sînt metamorfozate mult mai slab în comparație cu depozitele paleozoicului inferior. Aceste considerente ne determină să ajungem la concluzia unei vîrste mai recente a acestor conglomerate. Ele s-ar încadra în carboniferul inferior marcînd transgresiunea paleozoicului superior în Carpații Orientali. Poziția lor inferioară stivei epimetamorfice s-ar datora la prima vedere unui contact anormal provocat de faza sudetă. În acest mod s-ar desemna o importantă pînză varistică constituită îndeosebi din formațiuni metamorfozate ale paleozoicului inferior, șariată peste un fundament vechi prerifean și rifean, care suportă depozitele slab metamorfozate ale carboniferului inferior. Relațiile dintre complexul blastodetritic de Pîrîul Omului și stiva epimetamorfică supraiacentă au fost figurate, în anul 1968, pe hărțile la scara 1 : 200 000 în această concepție. Remarcăm însă că o bună parte a complexului blastodetritic ar putea aparține silurianului, șariajul menționat fiind produs de ciclul caledonian; în acest mod, conglomeratele carbonifere asociate cu șisturi grezoase cu muscovit, filite grafitice, dolomite negre și calcare cenușii, toate foarte slab metamorfozate, ar constitui mici sinclinale suprapuse; în unele cazuri, ele sînt prinse sub formațiunile mezometamorfice datorită reluărilor alpine.

Subseria dolomitelor negre cu alternanțe de șisturi grafitice. Descoperirea unei asociații de spori caracteristici carboniferului inferior într-un pachet de dolomite negre cu intercalații de filite budinate pe valea Bistriței în aval de confluența cu valea Țibăului a pus în evidență existența depozitelor metamorfozate ale paleozoicului superior în Carpații Orientali. Asociația petrografică menționată este foarte caracteristică și se poate ușor identifica; discordanța angulară dintre această formațiune aproape orizontală și fundamentul cutat, rifean sau paleozoic inferior, este evidentă.

Deosebit de interesantă este formațiunea epimetamorfică de pe valea Lalei. Depozitele slab metamorfozate, aproape orizontale, prezintă următoarea succesiune stratigrafică, începînd din bază spre partea superioară: 1) orizont cuarțito-filitic (filite grafitice cu alternanțe de filite cloritice, dolomite negre rubanate, cuarțite sericito-cloritice și șisturi cloritografitice), 2) orizont blastodetritic (cuarțite blastopsefitice cu ciment cuarțitic ușor sericitic, înglobînd galeți de cuarț și turmalină remaniată, cuarțite ușor sericitice cu vinișoare de cuarț, cuarțite blastopsamitice cu ciment grafito-cuarțitic și cloritic, metaconglomerate cu ciment grafito-cuarțitic și galeți milimetrici de cuarț), 3) orizont calcaros dolomitic (alternanță de filite cloritice și dolomite cenușii rubanate, filite cloritice și calcșisturi, suportînd calcare negre cu vinișoare albe și calcare albe-cenușii în plăci). Încadrarea acestei succesiuni într-unul dintre sistemele paleozoicului este dificil de stabilit în lipsa datelor microfloristice; apartenența ei siluria-

nului nu este exclusă, deşi caracterele litologice ar indica carboniferul. În favoarea primei ipoteze pledează unele caracteristici ale metamorfismului regional care au afectat-o, precum şi contactul anormal cu stiva mezometamorfică din amontul văii.

Subseria calcarelor dolomitice cenuşii. Hărţile petrografice pun în evidenţă un important pachet de calcare, situate pe culmi (calcarele de Cîrlibaba — Ţibău), avînd o poziţie discordantă. Aceste calcare au fost situate de unii autori (16) la partea superioară a coloanelor stratigrafice (Pîrîul Canal şi valea Ţibău); poziţia lor evident discordantă, fie pe pachete de şisturi epimetamorfice, fie direct pe fundamentul mezometamorfic, a fost considerată drept rezultatul unei transgresiuni progresive. Contrar acestei opinii, alţi autori au socotit aceste calcare reprezentînd o variaţie laterală de facies a părţii superioare a succesiunii stratigrafice epimetamorfice din Carpaţii Orientali (1).

Profilele de control pe care le-am efectuat pe valea Ţibău, valea Stînii şi Pîrîul Liţu nu lasă nici o îndoială asupra poziţiei evident discordante a acestor calcare dolomitice, atît în raport cu succesiunea cutată a seriei de Pojorîta-Ţibău, cît şi cu fundamentul rifean. Este neîndoielnic faptul că aceste calcare sînt situate la partea terminală a stivei epimetamorfice din Carpaţii Orientali. Ele s-au depus probabil după faza sudetă, care a metamorfozat slab partea bazală a carboniferului inferior (dinanţianul?); aceste calcare ar aparţine deci muscovianului.

CONSIDERAŢII ASUPRA POSIBILITĂŢII PREZENŢEI DEPOZITELOR METAMORFOZATE PALEOZOICE ÎN DIFERITE REGIUNI ALE CARPAŢILOR ORIENTALI

Datele furnizate de publicaţiile recente ne permit să prevedem prezenţa depozitelor paleozoice în diferite sectoare ale terenurilor epimetamorfice din Carpaţii Orientali.

Seria de Muntele Rusului — Tunzăria din regiunea Păltiniş — Drăgoiasa (11) revine, după caracterele litologice-petrografice, paleozoicului inferior.

Complexul şisturilor clorito-albitice din regiunea Gemenea — Ostra (24), considerat iniţial just drept un complex bazal aparte, se încadrează, ca şi complexul vulcanogen, în paleozoicul inferior, în cea mai mare parte în cambrian.

Echivalarea complexelor de şisturi cristaline din regiunea Pojorîta — valea Putnei — Giumalău cu complexele epimetamorfice rifeene din regiunea Bărnărel — Holdiţa nu este îndreptăţită (25). Astfel, complexul vulcanogen acid se integrează în paleozoicul inferior; succesiunea orizonturilor lui pare a fi însă nereală, ea fiind foarte probabil rezultatul existenţei unor structuri imbricate, în care sînt antrenate primele două subserii ale paleozoicului inferior. În această concepţie, complexul terigen superior din regiunea Bărnărel — Holdiţa nu lipseşte, ci este echivalent parţial cu complexul vulcanogen. Complexul terigen inferior, de altfel extrem de cutat, ar putea fi mai vechi, rifean.

Succesiunea stratigrafică din regiunea izvoarelor văii Ţibăului — valea Coşna (16) aparţine în mare parte paleozoicului. Orizontul şis-

turilor clorito-sericitice cu intercalații de roci carbonatate și o parte din orizontul porfiroidelor, aparținînd complexului median, se încadrează în paleozoicul inferior, la fel ca foarte probabil orizontul manganifer al complexului inferior. Complexul superior al calcarelor dolomitice și al șisturilor clorito-sericito-grafitice aparține parțial părții terminale a paleozoicului inferior și paleozoicului superior. Nivelul de cuarțite albe cu microritmuri de cuarțite cenușii și negre, situat la partea inferioară a calcarelor, ar putea reprezenta ordovicianul, peste care urmează silurianul calcaros. Calcarele dolomitice, uneori brecioide, ar aparține, în schimb, carboniferului inferior.

Profilele geologice din regiunea Rusaia — Bretila (29) lasă posibilitatea subdivizării complexului sericito-cloritos vulcanogen într-o parte superioară cu calcare, care ar aparține paleozoicului inferior, și o parte inferioară, caracterizată prin abundența materialului acid, probabil rifeană. Contactul faliat dintre aceste subdiviziuni ar putea avea caracter de încălecare.

Regiunea Pojorîta — Fundu-Moldovei — Lucina (27) se caracterizează printr-o largă dezvoltare a depozitelor paleozoice. Complexul sericito-cloritos vulcanogen se încadrează de asemenea în paleozoicul inferior. Zonele de șisturi cloritice cu porfiroblaste de albit de pe valea Moldovei și Pîrîul Moroșan aparțin cambrianului inferior. Pachetele de cuarțite de pe valea Delnița ar aparține, după cum am mai arătat, ordovicianului. Complexul tufogen-grafitos, caracterizat prin prezența materialului tufaceu bazic, aparține de asemenea cambrianului inferior, posibilitate care de altfel nu este exclusă de profilele geologice.

Considerarea existenței unor variații importante de facies sedimentar a determinat echivalarea calcarelor de Cîrlibaba — Țibău (7) cu complexul vulcanogen inferior. Acest complex, bine dezvoltat pe Pîrîul Țibău, valea Țibău și Pîrîul Mesteacănului, se încadrează în paleozoicul inferior, în timp ce calcarele sînt mai noi, aparținînd îndeosebi carboniferului inferior. Complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice, constituit din cuarțite negre, cuarțite rubanate, cuarțite albe, șisturi grafitice și calcare, aparține foarte probabil ordovician-silurianului. Acest complex nu este echivalent nici cu complexul rifean al cuarțitelor și șisturilor grafitice din regiunea Bărnărel — Holdița, nici cu calcarele și dolomitele de Cîrlibaba — Țibău. Complexul vulcanogen superior, caracterizat prin prezența rocilor verzi și a metatufurilor acide, considerat în poziție normală peste cuarțitele complexului cuarțitelor și al rocilor carbonatice, precum și peste calcarele de Cîrlibaba — Țibău, revine de fapt cambrianului; poziția sa superioară, dacă este într-adevăr reală, nu poate fi decît anormală.

Complexul inferior din regiunea Dămuc, caracterizat de asemenea prin prezența șisturilor verzi bazale dispuse discordant peste seria mezometamorfică (15), aparține clar cambrianului inferior. Complexul median s-ar echivala, datorită abundenței materialului vulcanic acid, cu complexul metavulcanitelor al seriei de Pojorîta — Țibău. Porfiroidele din această regiune, caracterizate prin prezența agregatelor microcristaline de biotit, nu prezintă contingență cu porfiroidele de Pietrosul; ele ar aparține de asemenea paleozoicului.

Complexele terigen și vulcanogen (26) din regiunile Poienile de sub Munte și Baia Borșa (Maramureș) și o mare parte a succesiunilor epimeta-

morfice din zona văilor Barasău și Nagyrez (Tulgheș) și din regiunea Barnar — Holdița, valea Neagra Broștenilor — Păltiniș — valea Borca (Munții Bistriței) aparțin în realitate paleozoicului. Succesiunea diferitelor orizonturi va trebui reconsiderată, deoarece în multe cazuri relațiile neclare dintre pachetele de șisturi cristaline, relații determinate de discordanțele angulare, rezolvate inexact prin falii, sau de contacte anormale, au fost considerate normale.

Din cele arătate reiese clar că efectuarea unor corelări la distanțe mari s-a dovedit a fi în multe cazuri nejustificată. Numai stabilirea stratigrafiei pe baza unor criterii complexe, printre care cel biostratigrafic este obligatoriu, va rezolva definitiv problema stratigrafiei și evoluției geologice a cristalinului Carpaților Orientali.

Separarea unui complex vulcanogen bazic la partea superioară a seriei paleozoice de Repede din Rodna [9] implică o recurență tardivă a vulcanismului bazic, recurență care ar contraveni cu evoluția magmatismului bazic al geosinclinalului caledonian. În acest mod se ridică încă o dată problema considerării drept normală a poziției anormale a unor pachete de șisturi cristaline care s-ar încadra, de fapt, din punct de vedere stratigrafic, în partea bazală a seriei. Poziția orizontului metaarkozian imediat inferior, care ar fi putut să rezulte și prin metamorfozarea unui material vulcanic acid, s-ar încadra de asemenea în partea inferioară a succesiunii stratigrafice a seriei de Repede. În acest mod, în Masivul Rodna s-ar suprapune cel puțin două pînze, dintre care prima ar fi caledoniană.

DISCUȚII ȘI CONCLUZII

În ultimul deceniu, ideile referitoare la stratigrafia și evoluția geologică a cristalinului Carpaților Orientali au avut o evoluție ascendentă remarcabilă. Ipotezele emise de diferiți autori pe baza observațiilor efectuate pe teren și în laborator erau însă adeseori foarte controversate. Din cele arătate reiese clar că desfășurarea proceselor care au generat cristalinul Carpaților Orientali a fost în realitate mult mai complexă decît se putea imagina ; neconcordanțele care au apărut adeseori între concepțiile diferiților autori își vor găsi abia acum o explicație logică.

Stabilirea evoluției geologice a cristalinului Carpaților Orientali a preocupat în mod deosebit pe toți cei care au studiat această parte a arcului carpatic românesc. De la ideea unei sedimentări continue și a desăvîrșirii edificiului cristalin printr-un proces lung de mișcări orogenice, care au scăzut treptat în intensitate (30), s-a ajuns la o schemă mai complexă, care preconiza următoarea succesiune de procese exogene și endogene : sedimentare — metamorfism intens, care a generat terenurile mezometamorfice — eroziune — sedimentare — metamorfism slab, care a produs stiva epimetamorfică (16), (20), (29). Divizarea terenurilor mezometamorfice a completat prima parte a acestei scheme (4), (6) ; subdivizarea terenurilor epimetamorfice, pe care o propunem, aduce date noi pentru ultima parte a schemei menționate. Ideea sedimentației într-un bazin unic,

[9] *Ibidem.*

în timpul căreia s-ar fi produs erupții bazice și acide (16), este astfel înlocuită cu o variată succesiune de etape aparținînd mai multor cicluri tectonice.

Vîrsta șisturilor cristaline a preocupat mai puțin în trecut pe cercetătorii terenurilor metamorfice din Carpații Orientali. Menționăm astfel ipoteza nucleului arhaic, reprezentat îndeosebi prin formațiunile mezometamorfice (30), și a vîrstei devoniene a formațiunilor epimetamorfice (22). Confirmarea, pe criterii biostratigrafice a apartenenței proterozoicului superior unei părți importante a stivei epimetamorfice (19) și punerea în evidență pe aceeași cale a depozitelor metamorfozate ale paleozoicului superior (5) au adus precizări asupra vîrstei formațiunilor metamorfice din această unitate.

Atribuirea „conglomeratelor metamorfozate bazale" grupului paleozoic necesită reconsiderarea problemei semnificației relațiilor dintre terenurile mezometamorfice și epimetamorfice. Limita complexului inferior al stivei epimetamorfice, trasată sub orizontul șisturilor blastodetritice, nu mai poate fi considerată drept demarcația dintre cele două diviziuni majore precambriene : proterozoic superior și anteproterozoic superior. Delimitarea proterozoicului superior va fi foarte dificil de rezolvat, deoarece el prezintă într-adevăr o trecere gradată de metamorfism de la orizonturile sale superioare la orizonturile inferioare. Astfel, pe de o parte, gnaisele porfiroide de Pietrosul dorneene trec spre vest într-un complex vulcano-sedimentar acid cu biotit și uneori chiar granat, complex cu care gnaisele porfiroide prezintă contingență vădită ; pe de altă parte, pachete de șisturi cristaline care ar aparține biharianului au fost integrate pînă în prezent în „unitatea mezometamorfică" și figurate de hărți ca atare ; deoarece aceste pachete de șisturi cristaline au fost metamorfozate la nivelul vechiului facies al amfibolitelor cu albit și epidot, au fost atribuite recent faciesului șisturilor verzi. Delimitarea și caracterizarea formațiunii bihariene și dorneene din punctul de vedere al metamorfismului regional, precum și delimitarea acestor formațiuni de fundamentul mai vechi vor aduce contribuții prețioase pentru stabilirea evoluției geologice precambriene a Carpaților Orientali, contribuții care vor determina și o nouă reprezentare cartografică a terenurilor mezometamorfice. Ipoteza existenței unei importante lacune stratigrafice între seria epimetamorfică și seria mezometamorfică (15), respectiv între proterozoicul superior și anteproterozoicul superior, după vechea concepție, se infirmă. În prezent se poate prevedea existența mai multor lacune de sedimentare, și anume : între rifean și paleozoicul inferior, între paleozoicul inferior și superior. Discontinuități de importanță mai mică par a fi existat de asemenea între cambrianul inferior și superior, cambrian și ordovician, dinanțian și moscovian.

Evoluția magmatismului în decursul unei perioade de timp atît de lungi, începînd din proterozoicul superior pînă în paleozoicul superior, a fost mult mai complicată decît s-a considerat pînă în prezent. Ipoteza vulcanismului subsecvent (acid, intermediar și bazic), caracteristic etapelor tîrzii sau finale ale geosinclinalelor (30), a fost înlocuită în ultimul timp cu cea a magmatismului inițial geosinclinal (4), (6). Datele de care dispunem permit diversificarea etapelor magmatice prealpine după schema următoare : magmatism acid lotrian – magmatism bazic alutian ? –

magmatism bazic biharian şi magmatism acid dornean, corespunzînd baicalianului s. l. — magmatism bazic caledonian şi magmatism acid caledonian. Subliniem că, în timp ce magmatismul bazic corespunde etapelor iniţiale ale geosinclinalelor, magmatismul acid caracterizează etapele lor mediane sau terminale.

Evoluţia geologică atît de complexă a cristalinului Carpaţilor Orientali a determinat suprapunerea efectelor unor multiple procese de metamorfism cu caractere diferite. Recunoaşterea a cinci etape de metamorfism în cristalinul mezometamorfic autohton din Rodna [10] poate fi explicată în modul următor : metamorfism regional progresiv lotrian — metamorfism regresiv static alutian — metamorfism regresiv dinamic baicalian — metamorfism progresiv caledonian — metamorfism regresiv varistic sau dinamic alpin.

Complexitatea proceselor care au contribuit la desăvîrşirea edificiului cristalin al Carpaţilor Orientali a produs o serie de complicaţii tectonice. Atunci cînd aceste complicaţii au fost puse în evidenţă, ele au fost explicate insuficient ; de foarte multe ori, complicaţiile tectonice nu au fost însă decelate, determinînd o serie de confuzii sau de concluzii inexacte.

Stivele epimetamorfice prezintă adeseori caracter monoclinal. Interpretarea structurilor s-a bazat în acest caz fie pe criterii litologice-petrografice, fie pe studii microtectonice. De cele mai multe ori s-au echivalat însă inexact orizonturile şi complexele de şisturi cristaline, încît s-au obţinut succesiuni stratigrafice neveridice. Subliniem că foarte adeseori stivele monoclinale prezintă în realitate structuri imbricate, în care sînt antrenate atît depozitele diferitelor sisteme paleozoice, cît şi rifeanul.

Una dintre problemele tectonicii unităţii a fost şi prezenţa unor structuri cu orientări diferite, dispuse aproape perpendicular în raport cu direcţia generală a structurilor cristalinului (13). Aceste structuri NE—SV au fost considerate că se datoresc unor mişcări tectonice care ar fi produs decroşări şi deplasări verticale ale compartimentelor. În realitate, ele reprezintă foarte probabil suprapunerea structurilor paleozoice şi rifeene. Nu este exclus ca şi structurile est-vest, cantonate în zone puternic faliate (13), să aparţină fundamentului baicalian. Aceeaşi explicaţie ar putea avea şi variaţia, uneori surprinzător de mare, a valorilor căderilor axiale.

Inetrpretarea inexactă a caracterului elementelor structurale majore a condus în unele cazuri la concluzii eronate. Astfel, regiunea Pojorîta — valea Putnei — Giumalău reprezintă în realitate o zonă de coborîre axială, constituită din depozite paleozoice, care apar numai parţial la partea superioară a succesiunii din regiunea Bărnărel — Holdiţa.

Afundarea axială a cristalinului spre NNV, pusă în evidenţă în foarte multe sectoare ale Carpaţilor Orienţali, explică de altfel dezvoltarea din ce în ce mai largă a depozitelor paleozoice în partea nordică a Carpaţilor Orientali. Extremitatea estică a cristalinului acestei unităţi este constituită de asemenea din depozite paleozoice (sinclinalul Fundu-Moldovei — Broşteni, regiunea Gemenea — Ostra, creasta Dămucului), ca şi extremitatea lui vestică (aliniamentul calcarelor Lăzarea — Bilbor — Borsec). Partea centrală a cristalinului unităţii apare astfel ca o zonă

[10] *Ibidem.*

de ridicare axială, constituită din depozite rifeene și prerifeene. Delimitarea depozitelor diferitelor sisteme paleozoice va determina în curînd o reconsiderare a imaginii structurale actuale a zonei cristalino-mezozoice (1).

Analiza rezultatelor obținute pînă în prezent în studiul terenurilor metamorfice din Carpații Orientali arată că aplicarea mecanică a metodei microtectonice a condus în multe cazuri la concluzii inexacte. Rezultatele obținute prin această metodă pot aduce contribuții prețioase prin interpretarea lor justă, în corelație cu datele furnizate de celelalte metode de investigație. Adeseori au fost puse, în evidență în formațiunile epimetamorfice trei liniații : o liniație primară, produsă de metamorfismul regional și dată de orientarea mineralelor micacee, o liniație secundară, produsă de metamorfismul regional sau de o cutare postmetamorfică, și o ultimă liniație, dată de flexurile unui clivaj incipient (16), (24). Comparînd valorile obținute în diferite regiuni, pe șisturi aparținînd unor nivele stratigrafice diferite, se observă diferențe mari. Acest fapt conduce în mod logic la concluzia manifestării mai multor faze de cutare și metamorfism, după cum reiese de altfel din noua concepție a evoluției cristalinului Carpaților Orientali.

Ipoteza definitivării edificiului tectonic al cristalinului Carpaților Orientali în timpul orogenezei hercinice, care ar fi produs, după unii autori, și structura în pînze, va constitui de asemenea în viitor o bază de discuții. În prezent se conturează ideea că ciclurile caledonian și alpin s-au caracterizat prin cutări intense și șariaje de amploare mare. Ciclul varistic ar fi generat mai mult o tectonică germanotipă. În această idee, marea pînză din cristalinul Carpaților Orientali ar putea fi într-adevăr alpină ; imbricațiile ar fi fost însă generate de ciclul caledonian. De altfel, faptul că stilul tectonic al depozitelor cambriene, caracterizate prin cute strînse și imbricații, contrastează vădit cu cutele mai largi ale ordovician — silurianului și cu depozitele aproape orizontale paleozoice superioare este deosebit de semnificativ în această privință. Din cele expuse se desprinde posibilitatea manifestării următoarelor faze de cutare, însoțite uneori și de metamorfism, ale ciclurilor caledonian și varistic : faza sardică, între seria de Pojorîta — Țibău și seria de Delnița ; faza ardenică, între seria de Delnița și seria de valea Stînii ; faza sudetă, între cele două subserii ale seriei de Valea Stînii. Acest nou punct de vedere infirmă ipoteza continuității de sedimentare între rifean și cambrian și cutarea și metamorfozarea depozitelor lor în faza tîrzie, cambriană, a ciclului baicalian. Formațiunea rifeană a fost cutată și metamorfozată în faza finală precambriană a baicalianului.

Terenurile cristalofiliene nu au făcut pînă în prezent obiectul unor datări geocronologice sistematice. Cele cîteva valori obținute pînă în prezent prin metoda K—Ar, sînt neconcordante ; ele indică regenerarea varistică, la fel ca în Carpații Meridionali. Analizarea datelor de care dispunem pînă în prezent la noi în țară ne dă posibilitatea să prevedem în plus obținerea prin această metodă a unor valori alpine. Regenerarea varistică, și cu atît mai mult cea alpină, nu a putut produce însă transformări metamorfice cu caracter progresiv. Deocamdată singura valoare concordantă este aceea de 500 de milioane de ani, obținută în urma analizării galenei din zăcămîntul de la Leșul Ursului prin metoda Holmes-Houtermans. Această valoare, fie că indică etapa de metalogeneză, fie

că datează metamorfismul regional care a afectat zăcămîntul, corespunde ciclului caledonian.

Posibilităţile utilizării metodei radiostratigrafice în studiul terenurilor metamorfice vor trebui reconsiderate (14). Formaţiunile generate de aceeaşi etapă geosinclinală, dar aparţinînd la cicluri tectonice deosebite, nu au înregistrat diferenţe sensibile ; acest fapt demonstrează necesitatea coordonării rezultatelor studiului radiometric cu datele obţinute prin alte metode de investigaţie.

În încheiere, dorim să subliniem că analizarea şi sintetizarea datelor publicate, coroborate cu observaţii personale, au permis obţinerea unei noi concepţii asupra evoluţiei prealpine a Carpaţilor Orientali. În ultimii ani apăruseră multe date şi ipoteze inedite asupra diferitelor aspecte ale geologiei terenurilor metamorfice din această unitate ; în multe cazuri se constatau însă neconcordanţe între concepţiile diferiţilor autori. Noi am încercat să obţinem o înlănţuire logică a proceselor care au concurat la desăvîrşirea edificiului cristalin al Carpaţilor Orientali.

SUR LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

L'introduction des critères stratigraphiques dans l'étude des terrains cristallophylliens des Carpates Orientales a permis la subdivision des empilements de schistes cristallins en niveaux, horizons et complexes stratigraphiques, caractérisés par une constitution lithologique — pétrographique spécifique. L'évolution géologique a été conçue dans l'hypothèse que les deux séries cristallophyllienns — épimétamorphique et mésométamorphique — proviennent des dépôts des deux géosynclinaux, métamorphisés dans les différentes phases de leur évolution.

Récemment on a démontré la possibilité de diviser les terrains mésométamorphiques en deux complexes plissés précambriens : lotrien et alutien. Les discussions concernant l'existence de formations métamorphisées correspondant au dalslandien dans les Carpates Méridionales et les Monts Apuseni — pour lesquelles on a proposé le terme de « biharien » — a posé le problème de la présence de celui-ci également dans les Carpates Orientales.

L'attribution sur base microfloristique au Protérozoïque supérieur de toute la succession de schistes cristallins de la région de Bărnărel — Holdiţa, a déterminé l'attribution au Précambrien de toutes les formations épimétamorphiques des Carpates Orientales. La découverte d'une association de spores caractéristiques pour le Carbonifère inférieur a prouvé la présence du Paléozoïque dans les schistes cristallins des Carpates Orientales.

Les dépôts faiblement métamorphisés du Paléozoïque ont été divisés en séries et sous-séries bien caractérisées du point de vue lithologique — pétrographique, séparées par des discordances stratigraphiques et tectoniques, appartenant aux divers systèmes du Paléozoïque infé-

rieur (cambrien, ordovicien, silurien), et du Paléozoïque supérieur (dinantien, moscovien).

Les nouvelles données acquises contribuent à compléter l'image de l'évolution préalpine des Carpates Orientales. La formation initiale cambrienne du géosynclinal calédonien s'est déposée sur des dépôts rythmiques, riches en matériel volcanique acide, à caractères mollassoïdes, du Protérozoïque supérieur, plissés et métamorphisés dans la phase finale précambrienne du cycle baïkalien.

La formation initiale calédonienne, plisée et métamorphisée dans la phase sarde, a été recouverte de dépôts formés de conglomérats, quartzites, calcaires et dolomites appartenant à l'ordovicien et au silurien. Ces dépôts ont été plissés largement et métamorphisés dans la phase ardenne. Les conglomérats et les argiles charbonneuses associées aux dolomites sombres et noires du Carbonifère inférieur, presque horizontales et très peu métamorphisées dans la phase sudète du cycle varisque, supportent en discordance évidente les calcaires et les dolomites probablement moscoviens.

Par conséquent, une image plus claire se dessine quant à l'évolution paléozoïque des métamorphites des Carpates Orientales. Pendant le cycle calédonien des plissements intenses, plis imbriqués, charriages même, qui ont été repris parfois dans la tectogenèse alpine ; l'orogenèse varisque, cependant, a généré plutôt une tectonique germanotype.

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina şi Mureşan M. (1967), *Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali)*, Dări de seamă Com. geol., **LIII** (1965—1966), partea I.
2. Codarcea M., Bercia I., Kräutner H. şi Mureşan M. (1964), *Cercetări structurale şi stratigrafice în cristalinul Bistriţei (regiunea Bărnărel — Holdiţa)*, Dări de seamă Com. geol., **L** (1962—1963), partea a II-a.
3. Codarcea-Dessila M. (1966), *Căi noi în descifrarea evoluţiei geologice a terenurilor cristalofiliene*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.
4. — (1966), *Problema orizontării şi răspîndirii rifeanului în România*, An. Com. geol., **XXXV**.
5. — (1967), *Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.
6. — (1967), *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série de Géologie, **11**, 1.
7. — (1967), *Contribuţii la evoluţia prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
8. — (1967), *Critériums pour la division des massifs cristallophylliens préalpins*, VII Kong. Karp.-Balk. Geol. Asoc., II.
9. Codarcea-Dessila M. şi Iliescu V. (1967), *Asupra prezenţei depozitelor metamorfozate ale paleozoicului inferior în Carpaţii meridionali centrali (regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
10. Codarcea-Dessila M. (1968), *Probleme actuale ale geologiei terenurilor cristalofiliene din România*, An. Com. Stat Geol., **XXXVI**.
11. Cosma St. şi Peltz S. (1962), *Cercetări geologice în regiunea Păltiniş — Drăgoiasa (Munţii Bistriţei)*, Dări de seamă Com. geol., **XLVII** (1959—1960).
12. Dimitrescu R. (1964), *Asupra existenţei unor vergenţe îndreptate spre interiorul arcului Carpaţilor Orientali*, Dări de seamă Com. geol., **L** (1962—1963), partea I.
13. — (1965), *Notă asupra structurii cristalinului din reg. Iacobeni*, Dări de seamă Com. geol., **LI** (1963—1964), partea a IV-a.

14. Ianovici V. și Pitulea G. (1965), *Studii radiostratigrafice în cristalinul Carpaților Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.
15. Ianovici V. și Ionescu C. (1966), *Studiul stratigrafic și petrografic al regiunii Dămuc*, St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.
16. — (1966), *Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului — Valea Coșna (Carpații Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
17. — (1967), *Structure et stratigraphie des schistes cristallins de la région des sources de la Vallée de Țibău — Vallée de Coșna (Carpates Orientales*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série de Géologie, **11**, *2*.
18. Ianovici V., Pitulea G. și Lemne M. (1967), *Contribuții la studiul răspîndirii elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
19. Iliescu V. și Codarcea-Dessila M. (1965), *Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, Dări de seamă, Com. geol., **LI** (1963—1964), partea a II-a.
20. Ionescu C. (1962), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni*, Dări de seamă Com. geol., **XLVII** (1959—1960).
21. Kräutner Th. (1927), *Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, V. Țibăului și V. Cîrlibabei*, Dări de seamă Inst. geol., **XV**.
22. — (1938), *Das Kristalline Massiv von Rodna (Ost Karpaten)*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.
23. Mureșan M. (1967), *Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.
24. Pitulea G. (1965), *Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea — Ostra*, Dări de seamă Com. geol., **LI** (1963—1964), 1.
25. — (1966), *Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor cristalofiliene și a mineralizațiilor din regiunea Pojorîta — Valea Putnei — Giumalău*, Dări de seamă Com. geol., **LII** (1964—1965), partea I.
26. — (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates orientales (région de Pop Ivan — Tulgheș)*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série de Géologie, **11**, *2*.
27. Rădulescu I., Rădulescu L. și Teucă I. (1967), *Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline în regiunea Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpații Orientali)*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LIII** (1965—1966), partea I.
28. Rădulescu I. (1967), *Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică*. St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
29. Rădulescu I. și Rădulescu L. (1967), *Zona anticlinală Rusaia — Bretila : structură și metamorfism (cristalinul Carpaților Orientali)*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LIII** (1965—1966), partea I.
30. Savu H. și Vasilescu A., *Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș)*, Dări de seamă Com. geol., **XLVI** (1958—1959).
31. Tănăsescu F., Pitulea G. și Băncilă F. (1964), *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea și Greben*, Dări de seamă Com. geol., **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.

Primit în redacție la 3 aprilie 1968

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei

VEDERI NOI ASUPRA MASIVULUI CRISTALIN AL RODNEI

DE

H. G. KRÄUTNER

55 (05)

Masivul cristalin al Rodnei se detaşează din fîşia alungită a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali sub forma unui promontoriu care avansează spre vest pînă la marginea Bazinului Transilvaniei, interpunîndu-se între bazinele sedimentare ale Maramureşului şi Bîrgăului. Munţii Rodnei constituie un horst ridicat în lungul a două falii importante, orientate est-vest : falia Dragoş în nord şi falia Someşului în sud.

Datorită acestei poziţii geologice, Masivul Rodnei prezintă o însemnătate deosebită în cunoaşterea zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, întrucît este singurul masiv în care apar la zi formaţiunile şi structurile cele mai interne ale fundamentului cristalin, formaţiuni şi structuri care spre nord se afundă sub bazinul sedimentar al Maramureşului, iar spre sud sînt acoperite de sedimentele Bazinului Bîrgău şi de placa imensă de piroclastite pe care se înalţă structurile vulcanice din lanţul Călimani — Gurghiu — Harghita. Interesul deosebit pe care îl suscită această parte internă a zonei cristalino-mezozoice se datoreşte, între altele, şi faptului că în această parte a Carpaţilor trebuie căutată zona de înrădăcinare a pînzelor din domeniul formaţiunilor cristaline.

★

Cunoaşterea geologică a Munţilor Rodnei a parcurs pînă în prezent trei etape principale :

a) *Prima etapă* (*1826 — 1938*) corespunde celor mai vechi informaţii geologice, care ne-au rămas de la P. v. Partsch[1], Fr. v. Richthofen (22), F. Posepny (18), şi perioadei de la sfîrşitul secolului trecut şi începutul secolului nostru, caracterizată prin date geologice izolate aparţinînd lui A. G. Primics (19), H. v. Zapalowicz (24).

[1] P. v. Partsch, *Reiseskizzen aus Siebenbürgen* (1826), manuscris în Bibl. Muz. Brukenthal, Sibiu.

St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 337—355, Bucureşti, 1968

Referitor la aportul adus în această etapă la cunoaşterea tectonicii masivului, trebuie menţionate în primul rînd relaţiile tectonice semnalate între cristalinul mezozonal şi cel epizonal în diverse zone ale masivului de către M. Reinhard şi I. Atanasiu (21), Th. Kräutner (8), (9) şi I. Popescu-Voiteşti (17).

b) *Etapa a doua (1938 — 1955)*, etapa pînzistă, care se conturează în evoluţia cunoaşterii, corespunde elaborării primei sinteze, însoţită de o hartă de ansamblu a masivului, definitivată în 1938 de către Th. Kräutner (10). Această sinteză cuprinde primul studiu petrografic detaliat al cristalinului, fundamentarea structurii în pînză a Munţilor Rodnei şi prezentarea poziţiei masivului în cadrul geologic general al zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali. Drept una din realizările deosebite se remarcă recunoaşterea în cristalinul Carpaţilor Orientali a două mezozone diferite : o mezozonă autohtonă şi o mezozonă în pînză.

c) *Etapa a treia (1955 — 1967)*, etapa antipînzistă, cuprinde cercetările geologice şi cartările detaliate efectuate în Munţii Rodnei în special după 1960. O caracteristică comună a tuturor cercetătorilor din această perioadă constă în negarea structurii în pînză a masivului. O primă contestare a cauzelor tectonice ale raporturilor anormale dintre epizonă şi mezozonă se datoreşte lui St. Ghika-Budeşti (6), care caută să explice această situaţie pe baza unui metamorfism selectiv, influenţat de compoziţia chimică diferită a rocilor iniţiale. Elementul nou,esenţial, pe care l-au adus cercetările efectuate după 1960 de I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Focşa, Felicia Focşa şi V. Ignat [2], constă, pe lîngă imaginea cartografică detaliată, în punerea în evidenţă a unei discontinuităţi stratigrafice şi de metamorfism între formaţiunile mezo- şi epimetamorfice. Recunoaşterea acestui fapt, pe de o parte, şi acceptarea existenţei unei singure mezozone în Rodna, pe de altă parte, au dus în mod inevitabil la negarea poziţiei în pînză a unor formaţiuni mezometamorfice.

Recent, existenţa a două mezozone distincte şi structura în pînză a Munţilor Rodnei au fost reafirmate de către Marcela Dessila-Codarcea (4), H. G. Kräutner [3] şi G. Pitulea (16).

I. STRATIGRAFIA ŞISTURILOR CRISTALINE

În domeniul formaţiunilor cristaline ale Masivului Rodna se disting două unităţi tectonice majore : o unitate în pînză (pînza de Rodna) şi o unitate care, în raport cu pînza de Rodna, are o poziţie autohtonă (fig. 1), însă raportată la structura de ansamblu a Carpaţilor Orientali prezintă o poziţie parautohtonă, întrucît este încălecată cu tot ansamblul zonei cristalino-mezozoice peste unitatea internă a flişului carpatic.

Pînă în prezent nu cunoaştem elemente care să permită aprecieri asupra raporturilor de vîrstă dintre formaţiunile celor două unităţi tectonice. Constituţia petrografică cu totul diferită a cristalinului autohton

[2] *Raport geologic preliminar. Cercetări geologice în Munţii Rodnei — Sinteză*, 1965, Arh. Inst. geol.

[3] Text explicativ la harta geologică a României la scara 1 : 200 000, foaia Vişeu.

față de cea a cristalinului în pînză face imposibilă orice încercare de paralelizări stratigrafice pe baze litologice. De aceea vom trata în continuare separat succesiunea stratigrafică din stivele de șisturi cristaline ale celor două unități.

A. CRISTALINUL AUTOHTON

Formațiunile metamorfice autohtone ale Masivului Rodna sînt constituite din două serii cristaline : o serie mezometamorfică, intens retro morfozată, peste care se dispune transgresiv o serie epimetamorfică. Discontinuității stratigrafice dintre cele două serii îi corespunde o importantă discontinuitate de metamorfism, care impune admiterea a două faze de metamorfism regional în evoluția cristalinului autohton. Aceste relații dintre cele două serii cristaline au fost semnalate pentru prima dată în Munții Rodnei în 1961 de I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu și D. Tofan [4] și consemnate în lucrarea de sinteză asupra masivului de I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Ignat, I. Focșa și Felicia Focșa [5]. În accepția autorilor menționați, toate formațiunile intens metamorfozate ale masivului aparțin seriei mezometamorfice din fundamentul seriei epimetamorfice.

Întrucît în decursul anilor s-a încetățenit în literatura geologică denumirea de „seria de Bretila", utilizată în 1938 de Th. Kräutner pentru definirea formațiunilor mezozonale autohtone din cristalinul Carpaților Orientali, menținem această denumire și pentru seria mezometamorfică autohtonă a Masivului Rodna. O asemenea denumire este de altfel justificată și prin asemănarea petrografică, și prin succesiunea stratigrafică similară a rocilor cristaline din nucleul anticlinalului Bretila cu cele din Munții Rodnei.

Pentru formațiunile epimetamorfice autohtone din Rodna propunem denumirea de „seria de Repedea", avînd în vedere că în bazinul văii Repede și în împrejurimile vîrfului Repede sînt bine vizibile atît relațiile de transgresiune, poziția și succesiunea stratigrafică a seriei, cît și dispunerea orizontală și stilul specific de deformare tectonică a formațiunilor.

Relațiile stratigrafice și de metamorfism, stilul de cutare și succesiunea formațiunilor din cadrul celor două serii indică formarea seriei de Bretila și a seriei de Repede în două cicluri orogenice diferite.

Seria de Bretila (anteproterozoic superior)

Cuprinde formațiunile etajului structural inferior al cristalinului autohton din Munții Rodnei, constituit din șisturi intens metamorfozate, în parte migmatice, reprezentate prin gnaise, amfibolite, micașisturi, gnaise cuarțo-feldspatice și gnaise oculare. Seria, metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, prezintă un metamorfism re-

[4] *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri în regiunea Vf. Omul — izvorul Someșului — vf. Ineu*, 1961, Arh. Inst. geol.

[5] *Raport geologic preliminar. Cercetări geologice în Munții Rodnei — Sinteză*, 1965, Arh. Inst. geol.

trograd regional intens, prin care constituţia mineralogică a rocilor a fost convertită la asociaţii de minerale stabile în faciesul şisturilor verzi. Seria de Bretila reprezintă, în consecinţă, o formaţiune polimetamorfică. Transformările diaftoritice profunde se oglindesc şi în aspectul macroscopic al rocilor, care pe suprafeţe întinse prezintă o înfăţişare foarte asemănătoare şisturilor epizonale normale. Aceasta este de altfel cauza căreia se datoreşte extinderea exagerată care revine cristalinului epimetamorfic în hărţile cercetătorilor anteriori. Distingerea macroscopică a rocilor retromorfe de cele epizonale devine posibilă numai după versarea ochiului în urma luării în considerare a studiului microscopic al transformărilor retromorfe.

Seria de Bretila provine din metamorfozarea regională a unei formaţiuni vulcanogen-sedimentare proterozoice, constituită dintr-o alternanţă de material vulcanic bazic şi acid, preponderent tufaceu, intercalat în roci de natură terigenă.

Vîrsta proterozoică a seriei rezultă din poziţia inferioară faţă de formaţiunile paleozoice ale seriei de Repede, care, după cum am arătat, aparţin altui ciclu orogenic. Marcela Dessila-Codarcea (4) atribuie seria de Bretila din anticlinalul Bretila proterozoicului mediu. Considerăm că atribuirea seriei anteproterozoicului superior poate fi argumentată prin faptul că ea cuprinde cele mai vechi formaţiuni cunoscute în Carpaţii Orientali. Metamorfismul intens, caracterul în parte migmatic, caracterul polimetamorfic, extinderea regională a unor condiţii faciale constante constituie, particularităţi care în ansamblu sînt proprii doar seriei de Bretila.

Succesiunea stratigrafică. Gradul actual de cunoaştere a Masivului Rodna permite delimitarea în linii mari a trei complexe stratigrafice (fig. 2). Cercetările ulterioare vor duce desigur la o subdivizare mai detaliată a seriei.

Complexul inferior este constituit dintr-un material vulcanogen bazic şi acid interstratificat cu roci de natură terigenă. Grosimea sa depăşeşte 6 km. În suprafaţa cuprinsă în hartă, el aflorează numai în partea de nord a masivului, în bazinele superioare ale văilor Repede, Buhăescu, Anieşul Mare şi Putreda. În bazinul văii Repede, partea inferioară cunoscută a complexului constă din gnaise albe retromorfe, provenite dintr-un material vulcanogen acid. Aceste şisturi au fost atribuite de către cercetătorii anteriori grupului de „roci porfirogene", larg răspîndite în epizona Carpaţilor Orientali. În succesiune urmează un pachet gros de gnaise şi micaşisturi retromorfe, peste care se dispune un orizont bogat în amfibolite retromorfe, stratificate, rezultate din roci tufacee bazice. Partea superioară a complexului este constituită din micaşisturi şi gnaise retromorfe, provenite în parte din material tufaceu acid.

Complexul gnaiselor oculare de Rebra — Anieş constituie partea mediană a succesiunii din seria de Bretila cunoscută în Munţii Rodnei. Complexul aflorează în bazinul superior al văilor Rebra (Guşet), Anieşul Mic şi în cursul inferior al Anieşului. Grosimea sa variază între 2 şi 3 km. Este format preponderent din gnaise oculare (de tip Rebra şi Anieş), în care se află intercalate concordant amfibolite dispuse în bancuri cu grosimi variabile. Gnaisele oculare apar uneori în bancuri metrice în alternanţă cu roci amfibolitice, faţă de care prezintă limite nete. Se observă de asemenea intercalaţii concordante de gnaise cuarţo-feldspatice

albe, fine, rubanate, a căror natură tufacee este evidentă. Tranziția de la aceste roci la gnaisele oculare se face treptat prin intermediul unei zone în care încep să apară sporadic porfiroblaste de feldspat potasic. Blasteza feldspatului potasic nu afectează intercalațiile de roci amfibolitice. Aceste

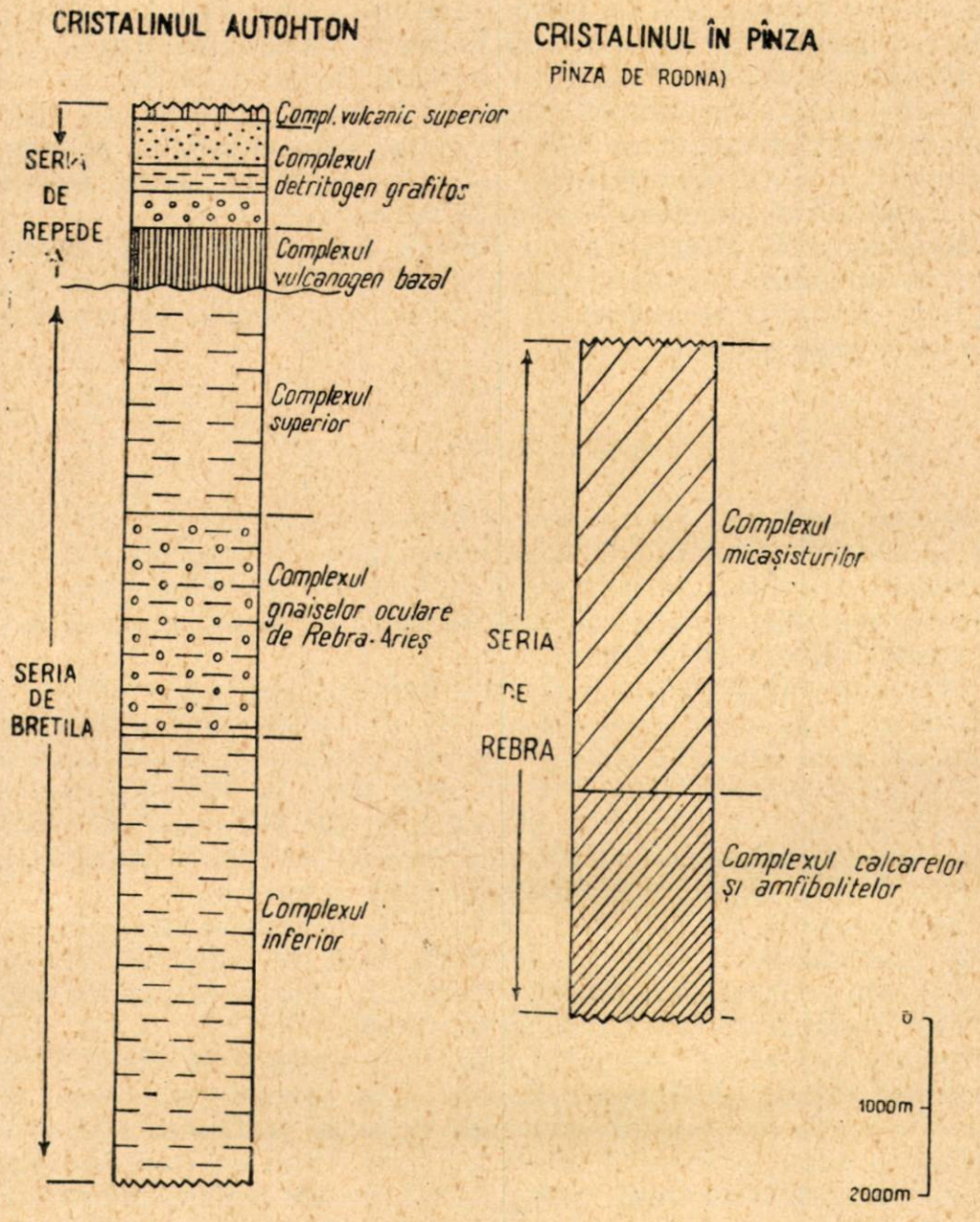


Fig. 2. — Coloane stratigrafice sintetice pentru cristalinul autohton și pentru cristalinul în pînză din Masivul Rodna. Prezentarea alăturată nu implică paralelizări stratigrafice.

caractere ne-au determinat să considerăm gnaisele oculare drept corespondente intens metamorfozate ale unor roci tufacee acide bogate în material feldspatic. O asemenea interpretare se află în acord și cu dispunerea gnaiselor oculare la un anumit nivel stratigrafic. În mod asemănător au fost privite și gnaisele oculare din seria de Măgura de M a r c e l a

Dessila-Codarcea (3), şi gnaisele de Tincova din Poiana Ruscă de H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureşan şi Georgeta Mureşan[6].

Deosebirile cunoscute între gnaisele de Anieş şi cele de Rebra — fond epizonal şi mezozonal — se datoresc gradului diferit de retromorfism, căruia i-a fost supusă aceeaşi formaţiune în bazinul văii Anieş (retromorfism intens general) şi în cel al văii Rebra (retromorfism local).

Complexul superior cuprinde o stivă de peste 3 km grosime din partea superioară a succesiunii cunoscute în Munţii Rodnei. El apare bine deschis în bazinul mediu al văii Cormaia. Este constituit preponderent din micaşisturi şi amfibolite intens retromorfozate, cu aspect macroscopic foarte asemănător şisturilor epizonale normale.

Metalogeneză. Deşi seria de Bretila reprezintă o formaţiune vulcanogen-sedimentară metamorfozată, pare să fie lipsită de concentraţii metalifere cu interes economic, ca de altfel toate seriile proterozoice carpatice cu gnaise oculare.

Seria de Repedea (paleozoic)

Acestei serii i-au fost atribuite formaţiunile etajului structural superior al autohtonului din Rodna, constituite din roci epimetamorfice, reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase, şisturi verzi tufogene, metaconglomerate, cuarţite, grauwacke metamorfozate, şisturi grafitoase, şisturi cu cloritoid, calcare şi dolomite.

Atribuim paleozoicului seria de Repedea, pe baza constituţiei petrografice aproape identice cu cea a seriei de Tulişa din Carpaţii Meridionali. De altfel se constată şi unele aspecte comune în succesiunea stratigrafică din cadrul celor două serii. Datarea seriei de Repedea se confirmă prin unele resturi de crinoide, identificate de Elena Mirăuţă[7] în calcarele din complexul detritogen grafitos. Aceste calcare conţin şi alte urme de organisme, neidentificate pînă în prezent[8].

Întrucît seria de Repedea prezintă o succesiune stratigrafică bine definită, asemănătoare, dar nu identică, faţă de seria de Tulişa (13), (14), (15), am preferat să utilizăm o denumire proprie pentru formaţiunile paleozoice „tulişoide" din Carpaţii Orientali.

Seria aflorează în creasta principală la sud-est de vîrful Pietrosul, în versantul nordic al Munţilor Rodnei şi în bazinele văii Anieş şi Văii Vinului. Relaţiile de transgresiune faţă de seria de Bretila sînt evidente, în special în zona de creastă, unde şisturile seriei de Repedea în poziţie aproape orizontală avansează mult pe crestele care se desprind din culmea principală, în timp ce seria de Bretila aflorează cu poziţie înclinată pînă în zonele de izvoare ale văilor principale.

Succesiunea stratigrafică. În evoluţia litogenezei seriei de Repedea se recunosc trei faze distincte : o primă fază caracterizată prin manifes-

---

[6] *Prezentarea hărţii 1 : 50 000 a formaţiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a Masivului Poiana Ruscă*, 1965, Arh. Inst. geol.

[7] Informaţie verbală.

[8] Mulţumim pe această cale colegului D. Patrulius pentru amabilitatea cu care a analizat urmele de organisme şi a confirmat vîrtsa lor paleozoică.

tarea unui magmatism bazic inițial, succedată de o fază detritogenă, după care activitatea magmatismului bazic a fost reluată într-o nouă fază. Produsele acestor faze au fost grupate în trei complexe stratigrafice (fig. 2), care în consecință reprezintă asociații naturale de roci corespunzătoare etapelor de evoluție a sedimentării, fapt ce le asigură continuitate la scară regională.

Complexul vulcanogen bazal reprezintă o formațiune vulcanogen-sedimentară bazică, dispusă transgresiv peste seria de Bretila. Este constituit dintr-o alternanță de șisturi cloritoase albitice, șisturi clorito-calcaroase albitice, uneori cu epidot, șisturi sericito-cloristoase și cuarțite cu sericit. Complexul prezintă variații de grosime foarte accentuate, de la 25 m în zona de creastă pînă la peste 1 000 m pe versantul nordic al masivului. În timp ce în regiunea de creastă șisturile verzi sînt reprezentate prin metatufuri și metatufite, în nordul masivului, unde grosimile mari indică o apropiere față de centrul de erupție, metatufurile alternează cu roci efusive bazice metamorfozate. Tot în această zonă se întîlnesc rar strate subțiri, discontinue de dolomite, calcare și cuarțite.

Complexul detritogen grafitos urmează în succesiune peste complexul vulcanogen bazal și cuprinde o stivă de material detritogen și carbonatic, în care se pot separa trei orizonturi stratigrafice.

Orizontul metaconglomeratic constă dintr-o alternanță de metaconglomerate cenușii, albe, uneori calcaroase, cu cuarțite negre, adesea microconglomeratice, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cu cloritoid și rar calcare și dolomite metamorfozate. În partea de nord a masivului, metaconglomeratele sînt asociate local cu nivele subțiri de șisturi verzi tufogene. Întrucît litologia orizontului indică o schimbare bruscă, importantă în caracterul sedimentării, nu este exclus ca nivelul inferior de cuarțite și conglomerate să prezinte raporturi de discordanță față de complexul vulcanogen bazal. Acest lucru, desigur, nu implică o lacună importantă în sedimentare și nici apartenența la un alt ciclu de sedimentare.

Orizontul dolomito-calcaros urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul metaconglomeratic. Este reprezentat printr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase cu strate de calcare și dolomite cu grosimi variabile (1—150 m). În cadrul stratelor de roci carbonatice se remarcă o alternanță caracteristică între dolomite și calcare, precum și dezvoltarea lenticulară a dolomitelor în bancurile de calcare de regulă stratificate.

Orizontul metagrauwackelor urmează în succesiune peste orizontul dolomito-calcaros. Este constituit din roci cuarțoase feldspatice (metagrauwacke), sericitoase și slab grafitoase, în care se află intercalate nivele subțiri de șisturi albe cuarțo-feldspatice sericitoase. Nu este exclus ca orizontul să prezinte o discontinuitate de sedimentare, neînsemnată față de orizontul dolomito-calcaros.

Complexul vulcanogen bazic superior se dispune normal peste orizontul metagrauwakelor. Este constituit din metatufite bazice (șisturi verzi), asociate cu calcare rubanate și șisturi sericito-cloritoase.

Metalogeneză. Ciclul tectono-magmatic paleozoic, reprezentat prin seria de Repedea, se caracterizează printr-o metalogeneză de tip geosinclinal, legată de activitatea magmatismului bazic inițial. În complexul vul-

canogen bazal apar slabe concentraţii de magnetit şi hematit, care însă pînă în prezent se cunosc doar în afara limitelor masivului în bazinul văii Rusaia, pe flancul vestic al anticlinalului Bretila. Acumulările ferifere reprezintă formaţiuni vulcanogen-sedimentare în faciesul de Lahn — Dill, metamorfozate regional (11). La un nivel stratigrafic superior, în Valea Cepii din bazinul Anieşului Mare se cunosc concentraţii lenticulare şi stratiforme de pirită şi sulfuri polimetalice (20), intercalate concordant în complexul detritogen grafitos. Zăcămîntul este metamorfozat regional şi reprezintă o acumulare vulcanogen-sedimentară.

În seria de Repedea regăsim deci cele două faze principale de formare a acumulărilor vulcanogen-sedimentare caracteristice metalogenezei magmatismului iniţial : concentraţii ferifere oxidice, succedate de concentraţii de pirită şi sulfuri polimetalice.

B. CRISTALINUL ÎN PÎNZĂ (PÎNZA DE RODNA)

Formaţiunile cristaline din pînza de Rodna prezintă o constituţie petrografică care exclude orice posibilitate de comparare şi paralelizare cu cristalinul autohton. Ele alcătuiesc o serie cristalină bine individualizată, pentru care propunem denumirea de „seria de Rebra", avînd în vedere că valea Rebra oferă profilul cel mai complet prin succesiunea seriei.

Seria de Rebra (proterozoic superior)

Seria de Rebra este constituită dintr-o succesiune de roci predominant terigene , a cărei grosime cunoscută depăşeşte 7 000 m. Pe versantul nordic al Munţilor Rodnei, seria apare în bazinul văii Dragoş şi în jurul vîrfului Pietrosul, metamorfozată în condiţiile faciesului şisturilor verzi. Dezvoltarea tipică a seriei de Rebra se întîlneşte însă pe versantul sudic al masivului, în bazinele văilor Rebra, Cormaia, Anieş şi în peticele de acoperire din Ineu, Coronghiş, Rabla. În această zonă, seria este metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin.

Mezozona în pînză din Munţii Rodnei a fost atribuită de Marcela Dessila-Codarcea (4) proterozoicului mediu. Pe baza asemănării petrografice evidente a seriei cu seria de Bistriţa — Bărnar (1), în care Violeta Iliescu şi Marcela Dessila-Codarcea (7) au pus în evidenţă spori antecambrieni, credem că seria de Rebra poate fi considerată ca vîrstă antecambriană „post-Bretila".

Succesiunea stratigrafică. În partea inferioară predomină calcare şi amfibolite, în timp ce partea superioară este constituită din micaşisturi. Acest fapt a permis subdivizarea seriei în complexe stratigrafice (fig. 2).

Complexul calcarelor şi al amfibolitelor constituie partea inferioară cunoscută a seriei. Este alcătuit dintr-o alternanţă de calcare albe marmoreene, uneori rubanate, cu amfibolite şi micaşisturi. Rocile amfibolice provin în mare parte dintr-un material marnos ; sînt prezente însă şi ortoamfibolite.

Complexul micașisturilor reprezintă partea superioară cunoscută a seriei. Este constituit dintr-o stivă groasă (peste 5 000 m) de micașisturi cu granați cu rare intercalații de pegmatite concordante.

Metalogeneză. În complexul inferior al seriei se cunosc concentrații de pirită și sulfuri polimetalice, dispuse stratiform într-un nivel de calcare albe marmoreene. Controlul stratigrafic al minereului este evident : sulfurile se întîlnesc la același nivel stratigrafic atît în vestul masivului, în valea Guşet [9], cît și în partea de est, în bazinul Văii Săcii [10] și în Valea Blaznei. Concentrațiile de minereu reprezintă acumulări vulcanogen-sedimentare metamorfozate regional.

II. METAMORFISMUL

Studiul microscopic a pus în evidență transformări succesive în cristalinul autohton, în seria de Bretila, și în cristalinul în pînză, în seria de Rebra, evidențiind astfel caracterul polimetamorfic aproape general al masivului cristalin al Rodnei. Se recunosc atît produse ale unui metamorfism progresiv, cît și fenomene intense de retromorfism.

Metamorfismul progresiv, desfășurat în mai multe etape succesive, cuprinde transformări regionale, sub condiții dinamice, și o blastează, în condiții statice.

Metamorfismul regresiv se manifestă în două moduri, diferențiate genetic și în timp : *a*) un retromorfism regional, care afectează seria de Bretila și se produce concomitent cu metamorfismul progresiv paleozoic al seriei de Repedea ; *b*) un retromorfism dinamic, cu dezvoltare locală, legat de șariajul pînzei de Rodna și de dislocațiile tectonice direcționale. Acest retromorfism a afectat atît formațiunile seriei de Bretila, cît și pe cele ale seriei de Rebra.

A. METAMORFISMUL CRISTALINULUI AUTOHTON

Celor două cicluri, tectono-magmatice și de sedimentare, din formațiunile cristaline autohtone le corespund două faze principale de metamorfism regional.

Metamorfismul regional proterozoic a afectat seria de Bretila și s-a desfășurat în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin. La nivelul stratigrafic al rocilor tufacee acide, bogate în material feldspatic, au luat naștere gnaise oculare.

Metamorfismul regional paleozoic s-a manifestat progresiv în seria de Repedea și regresiv în fundamentul mezometamorfic al acesteia, în seria de Bretila. Sedimentele paleozoice au fost metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț-albit-clorit.

---

[9] I. Focșa, Felicia Focșa, V. Ignat și Domnița Ignat, *Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în sectorul Valea Cormaia — valea Rebra*, 1962, Arh. Inst. geol.

[10] I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu și S. Teucă, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în Munții Rodnei — sectorul Anieș*, 1964, Arh. Inst. geol.

Retromorfismul în seria de Bretila este foarte intens în apropierea limitei de transgresiune a seriei de Repedea şi descreşte treptat în intensitate spre zonele mai profunde ale fundamentului. El a determinat o convertire a compoziţiei mineralogice iniţiale într-o asociaţie de minerale

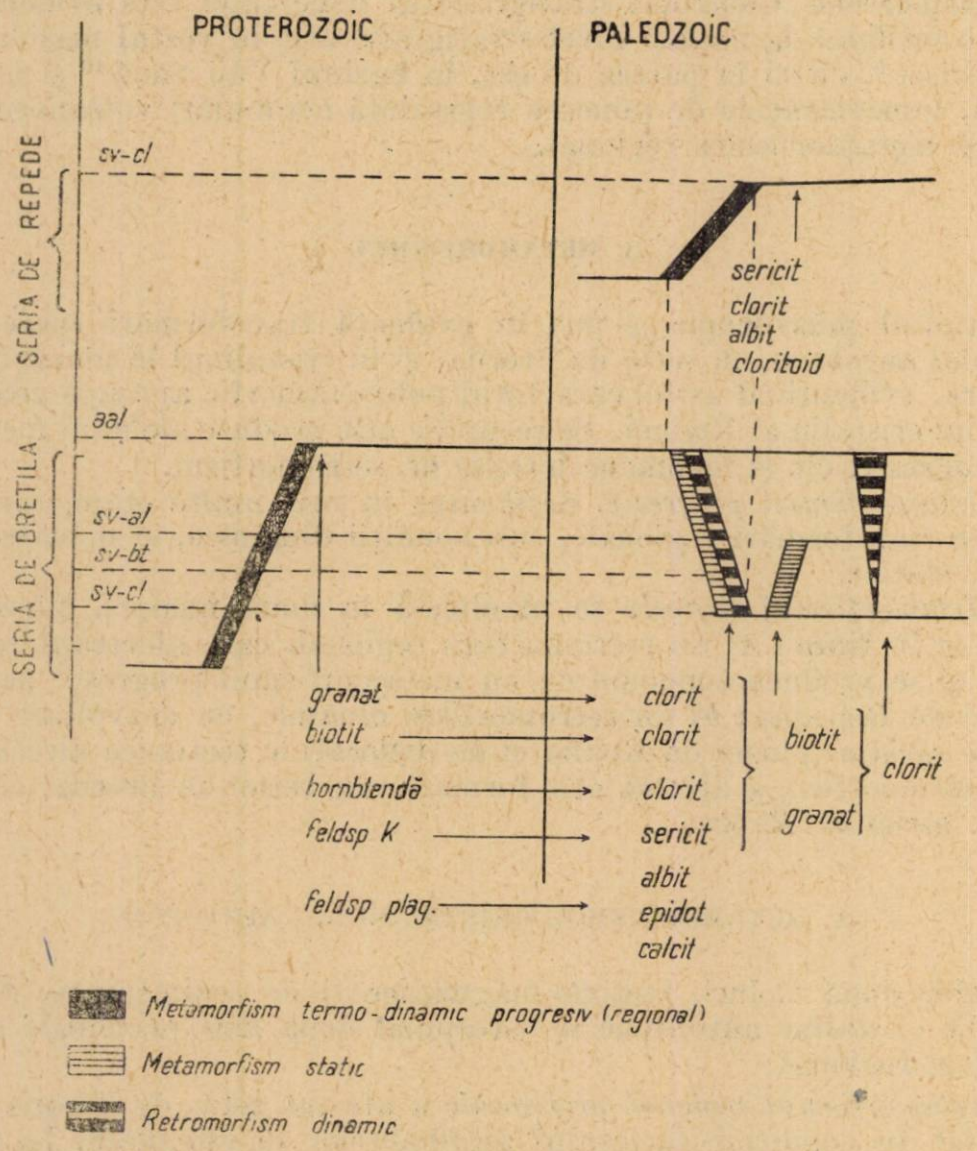


Fig. 3. — Reprezentarea schematică a istoriei metamorfismului în cristalinul autohton din Masivul Rodna. *sv-cl*, Subfaciesul cuarţ-albit-clorit; *sv-bt*, subfaciesul cuarţ-albit-biotit; *sv-al*, subfaciesul cuarţ-albit-almandin; *a-al*, faciesul amfibolitelor cu almandin.

hidratate, stabile în subfaciesul cuarţ-albit-clorit al faciesului şisturilor verzi. Sursa apei necesare unor asemenea transformări trebuie căutată desigur în sedimentele paleozoice transgresive din care a fost mobilizată în timpul metamorfismului.

Transformările mineralogice (fig. 3) se concretizează prin sericitizarea feldspaţilor potasici, prin cloritizarea granatului, biotitului, hornblendei şi prin albitizarea plagioclazilor.

Mişcările de laminare, care au dus la deformarea seriei paleozoice în timpul cutării, au afectat şi partea superioară a fundamentului de tip Bretila. În apropierea contactului dintre cele două serii se constată o şistozitate pronunţată a rocilor retromorfe datorită orientării sericitului şi cloritului format în retromorfism. În acest fel, rocile retromorfe, pe lîngă compoziţia mineralogică asemănătoare şisturilor epimetamorfice, capătă şi un aspect macroscopic şistos identic acestora. În zonele profunde ale fundamentului, această şistozitate paleozoică se pierde treptat, încep să apară zone în care textura şi structura iniţială a rocilor se păstrează relict, iar mineralele nou formate, în special sericitul, prezintă o dispunere neorientată. Asemenea zone alternează cu pachete de roci intens şistozate.

Se poate conchide deci că retromorfismul seriei de Bretila a decurs în două etape : un stadiu static pretectonic , succedat de un stadiu dinamic sintectonic, în care, pe lîngă continuarea diaftorezei, se produce orientarea mineralelor formate în primul stadiu. Retromorfismul precedă deci deformarea şi se desăvîrşeşte în timpul deformării, care, după toate probabilităţile, reprezintă un ecou în fundament al cutării paleozoice a seriei de Repedea.

În evoluţia rocilor retromorfe din seria de Bretila se recunoaşte şi o a treia etapă, corespunzătoare unui stadiu static posttectonic, care local măreşte gradul de metamorfism al rocilor retromorfe. Se manifestă prin creşterea neorientată a unor cristale idiomorfe de granat şi biotit într-o masă sericito-cloritoasă. Chimismul rocii influenţează în mod evident aspectul mineralogic al acestei blasteze : în gnaise în general, şi în gnaisele oculare, se constată prezenţa biotitului transversal proaspăt, în timp ce în micaşisturile retromorfe granatul este mineralul nou format. O blasteză asemănătoare a fost pusă în evidenţă în seria de Vatra Dornei — Iacobeni de către I. Bercia şi colab. (1).

Retromorfismul dinamic, legat de dislocaţiile tectonice direcţionale şi de şariajul pînzei, produce ultimele transformări cunoscute în cristalinul autohton. Ele au o extindere restrînsă şi se concretizează prin cloritizarea granatului, biotitului şi hornblendei formate în etapele de metamorfism anterioare.

Polimetamorfismul seriei de Bretila însumează în consecinţă cel puţin cinci etape de transformări variate, reprezentate schematic în figura 2. Această constatare denotă o istorie complicată a produselor de metamorfism, care au fost generate de mai multe faze orogenice, şi anume o fază proterozoică, o fază paleozoică şi faza alpină, în decursul căreia probabil s-a desăvîrşit structura în pînză a masivului.

B. METAMORFISMUL CRISTALINULUI ÎN PÎNZĂ

Pe lîngă diferenţierile de ordin litologic şi stratigrafic, seria de Rebra se deosebeşte de cristalinul autohton şi prin istoria metamorfismului (fig. 4). În partea de nord a masivului, în bazinul văii Dragoş şi în regiunea de creastă Pietrosul — Buhăescu — Gropi, seria se prezintă în faciesul şisturilor verzi. Pe măsură ce ne deplasăm spre sud, gradul de metamorfism creşte treptat pînă la faciesul amfibiolitelor cu almandin, sub care se prezintă seria în bazinul văii Rebra şi în peticul de acoperire Ineu.

Tranziția de la formațiunile slab metamorfozate la cele intens metamorfozate se realizează prin intermediul unor șisturi în care, pe un fond epizonal, încep să crească static, neorientat, cristale idiomorfe sau dendritice de granat, biotit și hornblendă, de dimensiuni reduse. Treptat, dimensiunile acestor cristale cresc și se ajunge la paragenezele faciesului amfibolitelor cu almandin. Metamorfismul intens și variația gradului de metamorfism în seria de Rebra par deci, cel puțin în parte, să nu fie rezultatul

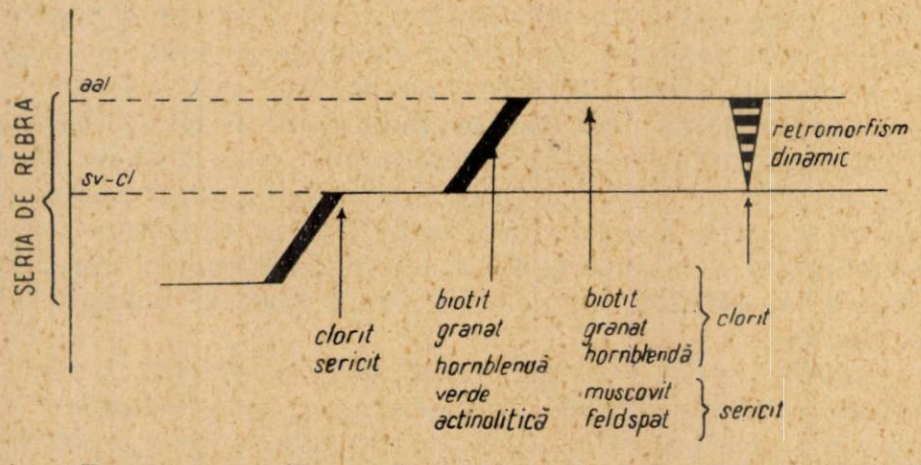


Fig. 4. — Reprezentarea schematică a istoriei metamorfismului în cristalinul din pînza de Rodna. *sv-cl*, Subfaciesul cuarț-albit-clorit al faciesului șisturilor verzi; *a-al*, faciesul amfibolitelor cu almandin.

unei singure faze de metamorfism progresiv, ci să reprezinte efectul cumulat a două faze de transformări. A doua fază a avut loc în zona de tranziție sub condiții statice. Distanța pe care se realizează tranziția este variabilă: în vestul masivului însumează 6 km, în est este cuprinsă între 1 și 2 km.

Retromorfismul dinamic afectează șisturile intens metamorfozate din baza pînzei. Se manifestă prin cloritizarea granatului, biotitului, hornblendei și prin accentuarea șistozității rocilor.

Istoria metamorfismului seriei de Rebra este deci mai simplă în comparație cu cea a mezozonei autohtone. Ea cuprinde cel puțin trei stadii de transformări, care au fost reprezentate schematic în figura 4.

★

Recunoașterea caracterului polimetamorfic și a istoriei complicate a metamorfismului cristalinului din Munții Rodnei ridică unele probleme legate de interpretarea datelor de vîrstă absolută obținute prin metoda K/Ar pentru cristalinul carpatic. Lucrul cel mai semnificativ în acest sens este, poate, posibilitatea existenței unor formațiuni cristaline care au dobîndit un caracter mezometamorfic într-o fază ulterioară metamorfismului regional al ciclului orogenic de care aparțin. Astfel, de exemplu, analiza biotitului proaspăt din seria de Bretila și a rocilor mezometamorfice din seria de Rebra va indica desigur o vîrstă mai tînără decît cea a metamorfismului proterozoic; iar pentru cazul biotitului din seria de Bretila probabil corespunzătoare unui paleozoic superior sau chiar mai mică. De altfel, de ce am privi regenerarea unor formațiuni cristaline vechi ex-

clusiv ca un fenomen distructiv manifestat prin retromorfism, iar acolo unde o diaftoreză nu este vizibilă prin tectonizare nu am admite şi o regenerare constructivă, atît paleozoică, cît şi probabil, alpină, regenerare care ridică gradul de metamorfism al rocilor.

Poate că, astfel privite lucrurile, vîrstele mici obţinute pentru şisturile mezometamorfice din domeniul getic (5) nu sînt lipsite de interes. Obţinerea unei vederi cît mai detaliate asupra istoriei metamorfismului seriilor cristaline supuse determinărilor de vîrstă absolută prin metoda K/Ar se arată deci a fi foarte utilă, chiar indispensabilă interpretării datelor obţinute. Reprezentări diagramatice de tipul celor din figurile 3 şi 4 vor putea fi detaliate şi completate în urma determinărilor de vîrstă pe minerale. Asemenea reprezentări ar putea deveni extrem de utile în compararea şi paralelizarea unor serii cristaline.

III. TECTONICA ŞISTURILOR CRISTALINE

Masivul cristalin al Rodnei este constituit din două unităţi tectonice majore : autohtonul, căruia în structura de ansamblu a Carpaţilor Orientali îi revine o poziţie parautohtonă, şi pînza de Rodna.

Cristalinul autohton cuprinde două unităţi structurale corespunzătoare la două cicluri orogenice : o unitate inferioară proterozoică şi o unitate superioară paleozoică. Formaţiunile unităţii structurale inferioare sînt orientate NV—SE şi prezintă căderi constante spre sud-vest, cu excepţia unei zone anticlinale şi sinclinale care se continuă din bazinul superior al văii Rebra pînă în cursul inferior al Anieşului, pe sub depozitele mai tinere şi peticele de acoperire ale pînzei. În valea Cormaia a fost figurată pe hartă o dislocaţie transversală importantă, care decroşează complexul gnaiselor oculare fără să afecteze seria paleozoică şi planul de şariaj al pînzei de Rodna. Falia menţionată trebuie atribuită, în consecinţă, unei tectonici disjunctive prepaleozoice, proprie unităţii structurale inferioare. Formaţiunile unităţii structurale superioare sînt dispuse în poziţie aproape orizontală. Structura lor majoră constă în cîteva cute largi, orientate NV—SE. În versantul nordic al masivului, cutarea este mai accentuată.

Cele două etaje structurale se deosebesc atît din punct de vedere microtectonic, cît şi al stilului de cutare (fig. 5). În unitatea inferioară, cutele sînt mai mari, planele axiale ale microcutelor şi cutelor sînt puternic înclinate, aproape verticale. În unitatea superioară, cutarea este mai strînsă, cutele sînt culcate, planele lor axiale fiind slab înclinate spre nord-est sau în poziţie orizontală.

Deformarea paleozoică s-a manifestat în formaţiunile proterozoice din unitatea inferioară printr-o dezvoltare locală a unei şistozităţi (S_2) datorită unor mişcări de supraîmpingere de la nord-est spre sud-vest. Şistozitatea S_2 are o poziţie apropiată faţă de aceea a planelor axiale ale cutelor şi microcutelor din seria de Repedea. O şistozitate cu poziţie asemănătoare apare local şi în cristalinul paleozoic. Intersecţia acestei şistozităţi (S_2) cu şistozitatea de stratificaţie paleozoică (S_{1pz}) dă naştere unei liniaţii, care formează un unghi ascuţit cu axele microcutelor B_1

paleozoice. Șistozitatea S_2 a succedat deci fazei principale a cutării paleozoice și reprezintă probabil un efect tardiv al acestor deformații.

O ultimă deformare, situată probabil în paleozoicul superior (12), se manifestă prin mișcări de forfecare cu amploare mică pe un sistem de plane cu poziție aproape verticală, orientate aproximativ nord-sud (S_3). În rare cazuri, îndesirea planelor S_3 poate da naștere local unei șistozități.

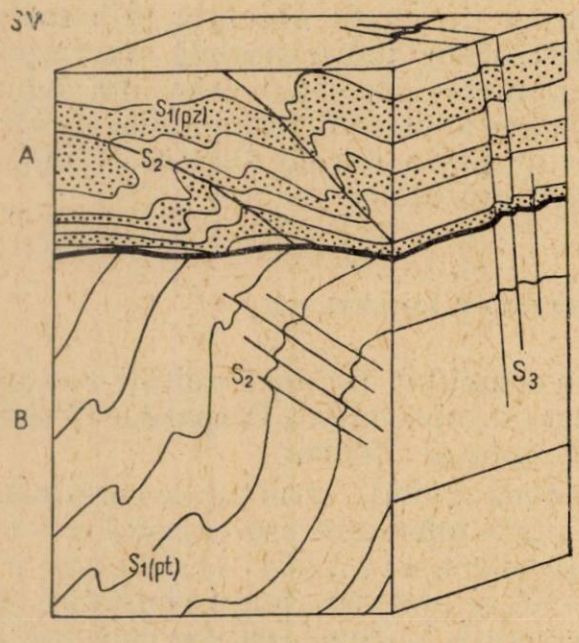


Fig. 5. — Reprezentarea schematică a etajelor structurale și a deformărilor din cristalinul autohton al Masivului Rodna. *A*, Etajul structural superior (seria de Repedea — paleozoic); *B*, etajul structural inferior (seria de Bretila — anteproterozoic superior).

Deformarea S_3 a afectat ambele unități structurale, care deci la finele paleozoicului erau constituite și se comportau din punct de vedere tectonic ca o masă cristalină unitară.

Stilul de cutare și clivajul paleozoic se datoresc unor eforturi tectonice și unor mișcări dirijate de la nord-est spre sud-vest. Ele sugerează o „debordare tectonică" spre sud-vest a formațiunilor dintr-o zonă centrală, situată la nord-est de Masivul Rodna. Acest fapt se află în concordanță cu variațiile de grosime și de facies semnalate în seria de Repedea : creșterea considerabilă a grosimii și a volumului materialului vulcanogen de la sud-vest spre nord-est.

Cristalinul în pînză (pînza de Rodna) este constituit dintr-o singură unitate structurală. În timp ce în peticele de acoperire ale pînzei formațiunile se află în poziție aproape orizontală, în partea de sud-vest a masivului (în bazinele văilor Rebra și Cormaia) ele prezintă înclinări sud-vestice din ce în ce mai accentuate, pe măsură ce ne apropiem de colțul sud-vestic al masivului. Avînd în vedere că desprinderea și glisarea pînzei s-au realizat după o suprafață de stratificație din baza complexului calcarelor și amfibolitelor, rezultă că zona de rădăcină a pînzei se află, după cum a arătat Th. Kräutner (10), în sud-vestul masivului. Este interesant de remarcat faptul că în această zonă gradul de metamorfism al seriei de Rebra atinge intensitatea maximă.

În formațiunile slab metamorfozate ale seriei de Rebra din împrejurimile vîrfului Pietrosul se dezvoltă o șistozitate (S_2) datorită unor supraîmpingeri pe un sistem de plane orientate VNV—ESE și înclinate spre nord.

Șariajul pînzei de Rodna. Poziția în pînză a seriei de Rebra, argumentată de Th. Kräutner (10) pe baza gradului diferit de metamorfism al cristalinului autohton și al celui în pînză, capătă o nouă confirmare și fundamentare prin subdivizarea stratigrafică a formațiunilor

cristaline. Individualitatea petrografică pronunțată și poziția aproape orizontală a seriei de Rebra permit o recunoaștere ușoară a dispunerii ei discordante atît peste seria de Repedea, cît și peste seria de Bretila (fig. 1). De asemenea există numeroase situații în care interpunerea seriei paleozoice slab metamorfozate între cele două serii mezometamorfice cu caractere diferite este evidentă (fig. 1).

În partea mediană a masivului, pînza de Rodna este reprezentată prin patru petice de acoperire, care, de la nord-vest spre sud-est, sînt următoarele: Pietrosul, Negoiasa, Rabla, Ineu — Coronghiș. În zona peticelor de acoperire, planul de șariaj este aproape orizontal. În partea de sud-vest a masivului, planul se curbează pînă la o înclinare sud-vestică de 40 — 60°, fapt care îndreptățește considerarea colțului sud-vestic al Munților Rodnei drept zonă de rădăcină a pînzei. Planul de șariaj are pe suprafețe întinse o poziție aproape paralelă față de șistozitatea de stratificație a cristalinului în pînză și o poziție discordantă față de șistozitatea de stratificație și șistozitatea S_2 a seriilor autohtone. Rezultă deci o desprindere și o glisare după stratificația rocilor și caracterul de forfecare al șariajului.

În văile Repede, Putreda și în vîrful Negoiasa în zona frontală a pînzei, între șisturile seriei de Rebra și cristalinul paleozoic se interpun formațiuni retromorfe asemănătoare rocilor din seria de Bretila, asociate cu granite laminate (Negoiasa, Putreda). Întrucît poziția acestor roci nu concordă cu succesiunea stratigrafică a seriei de Rebra, înclinăm spre a le considera klippe tectonice desprinse din seria de Bretila și rabotate pe planul de șariaj. O altă interpretare posibilă constă în atribuirea lor unui fundament de tip Bretila, peste care se află dispusă transgresiv seria de Rebra, dezvoltată în această parte a masivului în faciesul șisturilor verzi.

Lipsa unor depozite sedimentare în contact cu planul de șariaj nu permite datarea punerii în loc a pînzei de Rodna. Certitudine există doar asupra intervalului larg cuprins între paleozoicul superior și eocen. Sensul de mișcare în deformările paleozoice, exprimat prin vergența clivajului S_2 și a cutelor paleozoice, este contrar față de sensul de înaintare al pînzei, ceea ce face puțin probabilă o vîrstă paleozoică a șariajului. Stilul pînzei, avansarea ei de la vest spre est, din interiorul spre exteriorul arcului carpatic, concordă, în schimb, cu tectonica alpină carpatică. De aceea înclinăm spre acceptarea unei vîrste alpine pentru pînza Rodnei.

Încălecarea din versantul nordic al Masivului Rodna. Între văile Repede și Putreda, seria de Bretila încalecă seria de Rebra pe un plan orientat NV—SE, înclinat spre sud cu 40—60°. Mișcarea pe planul de încălecare depășește 3 km.

Tectonica alpină postpînză poate fi definită ca o „tectonică alpină nouă" în raport cu șariajul din Munții Rodnei, care marchează o „tectonică alpină veche". Este o tectonică disjunctivă, care a fragmentat masivul în cinci compartimente tectonice majore prin patru falii principale, care se încadrează într-un sistem de dislocații orientat NE—SV. Succesiunea compartimentelor tectonice și a faliilor este, de la nord-vest spre sud-est următoarea: compartimentul Dragoș — Pietrosul, separat prin falia Buhăescu de compartimentul Repede — Negoiasa; compartimentul Anieș,

delimitat la nord de falia Anieş şi spre sud de falia Coronghiş; compartimentul Coronghiş, delimitat prin falia Pîrîul Roşu de compartimentul Valea Vinului — Ineu. După cum se poate deduce din nivelul de altitudine şi din gradul de eroziune al pînzei şi formaţiunilor paleozoice, mişcarea dintre compartimente s-a produs pe verticală. Amplitudinea maximă a mişcărilor se remarcă în zona centrală a masivului. Spre zonele periferice, importanţa celor patru falii principale descreşte treptat. Tectonica alpină nouă a produs deci o ridicare a părţii centrale a masivului, fapt confirmat şi prin poziţia ridicată a compartimentelor centrale (Repede — Negoiasa; Anieş) faţă de cele marginale din sud-vest (Coronghiş; Valea Vinului — — Ineu) şi din nord-est (Dragoş — Pietrosul).

Sistemul de falii NE—SV nu afectează fractura Dragoş şi falia Someşului, prin intermediul cărora a fost ridicat Masivul Rodnei, după oligocen, sub forma unui horst între bazinul sedimentar al Maramureşului şi cel al Bîrgăului. Conform acestor relaţii, sistemul Dragoş — Someş este fie ulterior sietmului NE—SV, fie sincron cu acesta.

★

În Munţii Rodnei, ca de altfel în întreaga zonă cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali, se constată un paralelism remarcabil între direcţiile structurale ale mai multor cicluri tectonice. Această „moştenire" a orientării structurii din proterozoic în paleozoic şi în alpin se explică prin poziţia Carpaţilor Orientali în faţa bordurii vestice a scutului (platformei) est-european, care şi-a imprimat orientarea în toate structurile orogene din zona limitrofă.

IV. CORELAREA SERIILOR CRISTALINE DIN MASIVUL RODNEI CU FORMAŢIUNILE METAMORFICE ALE ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE DIN CARPAŢII ORIENTALI

Seriile cristaline, separate în Munţii Rodnei, reprezintă unităţi de ordin petrografic, stratigrafic şi de metamorfism, care se regăsesc şi în afara masivului. În diverse regiuni ale zonei cristalino-mezozoice, aceste serii au fost separate sub denumiri diferite. Cu excepţia seriei de Tulgheş (sedimentogen-vulcanogene acide) şi a seriei de Vatra Dornei — Iacobeni (1), care nu se găsesc în Munţii Rodnei, restul seriilor cristaline din Carpaţii Orientali pot fi paralelizate cu ceea ce cunoaştem în prezent în Munţii Rodnei. Modul de corelare a formaţiunilor cristaline din partea internă a zonei cristalino-mezozoice deschise în Munţii Rodnei cu cele din partea mediană şi externă a zonei cristalino-mezozoice este indicat în tabelul nr. 1.

Paralelizarea seriilor cristaline ale Masivului Rodnei cu seriile din restul cristalinului Carpaţilor Orientali prezintă o importanţă deosebită pentru înţelegerea tectonicii majore a zonei cristalino-mezozoice. Astfel, de exemplu, recunoaşterea seriei paleozoice de Repedea în anticlinalul Bretila sub seria sedimentogen-vulcanogenă acidă mai veche (1), constituie un nou argument în sprijinul poziţiei în pînză a seriei sedimentogen-vulcanogene acide, stabilită de I. Bercia şi colab. (1), Marcela Des-

Tabelul nr. 1

Corelarea seriilor cristaline din Munţii Rodnei cu formaţiunile metamorfice ale zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali

Vîrsta	Seriile cristaline din Munţii Rodna	Corespondente stratigrafice în restul cristalinului Carpaţilor Orientali
Paleozoic	seria de Repedea (serie „tulişoidă") (autohton)	— partea inferioară a epizonei din anticlinalul Bretila (orizontul inferior al complexului detritogen bazal) (1) — o parte din cristalinul epimetamorfic din zona inferioară a bazinului Vaser (Valea Peştilor, valea Botizu) — epizona din bazinul Bistra ?
Cambrian — proterozoic superior	lipsă ?	— seria de Tulgheş (sedimentogen-vulcanogenă acidă) (1)
Proterozoic post-Bretila	seria de Rebra (în pînză)	— seria de Bistriţa — Barnar (1)
Anteproterozoic superior	seria de Bretila (autohton)	— seria de Bretila din nucleul anticlinalului Bretila (1), (10) — seria mezometamorfică din bazinul inferior al Vaserului cu gnaisele oculare de Greben — seria mezometamorfică din bazinele Bistra şi Frumuşova cu ganisele oculare de Pop Ivan — seria gnaiselor de Rarău (1) — seria mezometamorfică cu gnaisele oculare din zona Tulgheş — Hăghimaş

sila-Codarcea (4) şi Elvira Bercia şi Florentina Kräutner (2). Confirmarea paralelizării, efectuată de Th. Kräutner (10), între formaţiunile seriei de Bistriţa — Barnar cu cristalinul în pînză din Munţii Rodnei constituie un argument în favoarea pînzei de Barnar, delimitată de M. Savul (23). Recunoaşterea identităţii stratigrafice între seria de Bretila şi seria gnaiselor de Rarău poate aduce un sprijin în interpretarea relaţiilor tectonice ale acestei serii cu cristalinul epimetamorfic.

Stabilirea prezenţei unui cristalin epimetamorfic paleozoic, diferit de cristalinul epimetamorfic larg răspîndit în Munţii Bistriţei şi în bazinul superior al Vaserului, are drept consecinţă recunoaşterea în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali a două epizone distincte : o epizonă autohtonă paleozoică (seria de Repedea) şi o epizonă alohtonă corespunzătoare probabil cambrianului-proterozoicului superior seria de Tulgheş (sedimentogen-vulcanogenă acidă).

Dacă se ataşează seriilor din tabelul nr. 1 seria de Vatra Dornei — Iacobeni (1), a cărei poziţie autohtonă este cunoscută, dar pentru care lipsesc pînă în prezent datele necesare stabilirii poziţiei stratigrafice, se realizează o însumare a principalelor unităţi stratigrafice, petrografice şi de metamorfism cunoscute pînă în prezent în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali.

NEUE ANSCHAUUNGEN ÜBER DAS KRISTALLINE MASSIV VON RODNA

ZUSAMMENFASSUNG

Das kristalline Massiv von Rodna besteht aus zwei tektonischen Haupteinheiten: die Rodnaer Decke und das Autochthon der ostkarpatischen kristallinen Zone. Im tektonischen Bau der autochthonen Einheit erkennt man eine untere proterozoische und eine obere hercynische strukturelle Stufe.

Die untere Stufe umfaßt die Bretila-Serie und besteht aus hochmetamorphen voroberproterozoischen, hercynisch regionalmetamorph überprägten Glimmerschiefern, Augengneisen und Amphiboliten. Die Bretila-Serie stellt eine polymetamorphe vulkanogen-sedimentäre Bildung dar, deren Gesteine von zwei Regionalmetamorphosen erfaßt wurden: eine proterozoische progressive Metamorphose in der Almandin-Amphibolit-Fazies und eine hercynische regressive Metamorphose in der Grünschiefer-Fazies. Die hercynische Metamorphose verlief in drei Stadien: ein prätektonisches retromorphes statisches Stadium, ein syntektonisches retromorphes, dynamisches Stadium und ein progressives statisches Stadium.

Die obere Stufe umfaßt die paläozoische Repedea-Serie und besteht aus Grünschiefern, Metakonglomeraten, Metagrauwacken, Quarziten, Graphitschiefern, Chloritoidschiefern, sowie Dolomit und Kalksteinen.

Die Rodnaer Decke ist aus oberproterozoischen meso- und epimetamorphen Schiefern der Rebra-Serie aufgebaut. In stratigraphisch tiefen Zonen herrschen Kalksteine und Amphibolite vor, in oberen Zonen dagegen Glimmerschiefer. Die Rebra-Serie weist eine einfachere Polymetamorphose als die Bretila-Serie vor. Die hochmetamorphen Gesteine der Rebra-Serie aus dem südlichen Teil des Massives scheinen ihre Entstehung einer progressiven Regeneration epimetamorpher Gesteine zu verdanken.

Vom tektonischen Standpunkt aus betrachtet lassen sich im Rodnaer Kristallin eine proterozoische Faltung, eine hercynische Faltung und Schieferung, ein alpiner Deckenbau und eine jungalpine Bruchtektonik erkennen.

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner G., Kräutner Florentina şi Mureşan M. (1967), *Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munţilor Bistriţei*, Dări de seamă, Com. geol., **LIII**, partea I, 17—38.
2. Bercia Elvira şi Kräutner Florentina (1968), *Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia şi poziţia în pînză a cristalinului epimetamorfic din Munţii Bistriţei*, Dări de seamă, Com. geol. LIV, partea a II-a.
3. Dessila Codarcea-Marcela (1965), *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari—Cisnădioara—Sadu*, Mem. Inst. geol., **VI**.
4. — (1967), *Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*, 57—68.

5. Dessila Codarcea-Marcela şi Savu H. (1967), *Cu privire la interpretarea geologică a datelor obţinute prin metoda K/Ar în Carpaţii Meridionali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*, 351—365.
6. Ghika-Budeşti Şt. (1955), *Structura muntelui Curăţelu în Masivul Rodnei*, Dări de seamă, Com. geol., **XXXIX**, 150—156.
7. Iliescu Violeta şi Dessila Codarcea-Marcela (1965), *Contribuţiuni la cunoaşterea conţinutului microfloristic al complexelor de şisturi cristaline din Carpaţii Orientali*, Dări de seamă Com. geol., **LI**, partea a II-a.
8. Kräutner Th. (1930), *Studii geologice în Munţii Rodnei*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **XIII** (1924—1925).
9. — (1930), *Câteva date asupra geologiei Munţilor Rodnei şi Bîrgăului cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **XII** (1923—1924).
10. — (1938), *Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten)*, An. Inst. geol. Rom., **XIX**.
11. Kräutner H. G. (1967), *Zăcămintele de fier de la Rusaia şi Iacobeni*, Dări de seamă Com. geol., **LII**, partea a II-a, 5—29.
12. Mureşan M. (1964), *Asupra prezenţei unor elemente microtectonice în şisturile cristaline din R. P. R.*, St. cerc. geol., **9**, *2*.
13. Pavelescu L. et Răileanu Gr. (1963), *Considérations générales sur l'âge des Schistes cristallins de l'autohton des Carpates méridionales*, Asoc. geol. carp.-balc., Congresul V, Bucureşti, 1961, **II**.
14. Pavelescu L. şi Pavelescu Maria (1964), *Geologia şi petrografia văii Jiului Românesc între Oslea şi Petroşeni*, An. Com. geol., **XXIII**, 45—86.
15. — (1966), *Cercetări geologice şi petrografice în bazinul văii Jiului Transilvănean şi al văii Jieţului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
16. Pitulea G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan — Tulgheş)*. Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série de Géologie, **11**, *2*.
17. Popescu-Voiteşti I. (1931), *Încălecările din regiunea Văii Vinului — Ineu (Rodna Veche)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., **XVIII** (1929—1930).
18. Posepny F. (1864), *Die Eruptivegesteine der Umgebung von Rodna in Siebenbürgen*, Verh. d. geol. R. A., Viena, **XV**.
19. Primics A. G. (1887), *Die geologischen Verhältnisse der Rodnaer Alpen mit besonderer Berücksichtigung der kristallinen Schiefer*, referat în Földt. Közl., **XVII**.
20. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. (1967), *Piritele din izvorul Cepilor (Munţii Rodnei)*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LII** *3*, 157—165.
21. Reinhard M., Atanasiu I. (1927), *Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpaten*, An. Inst. geol. Rom., **XII**.
22. Richthofen Fr. v. (1860), *Über den Bau der Rodnaer Alpen*, Verh. d. geol. R. A. Viena.
23. Savul M. (1938), *Le Cristallin de Bistriţa*, An. Inst. Sci. Univ. Jassy, **XXIV**.
24. Zapalowicz H. v. (1886), *Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpaten*, Jahrb. d. geol. R. A. Viena.

Primit în redacţie la 6 decembrie 1967

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FELDSPAȚILOR ALCALINI DIN PEGMATITE

DE

LIDIA MÎNZĂRARU-JUDE

55 (05)

La Parva (Munții Rodnei), Răzoare (Munții Preluca) și Muntele Rece (Munții Apuseni) se întîlnesc corpuri de pegmatite granitice de dimensiuni relativ mici, intercalate adesea concordant în șisturi cristaline cu caracter mezozonal.

Pegmatitele au structură granulară, uneori porfirică și sînt alcătuite predominant din feldspat, la care se adaugă cuarț, uneori muscovit, turmalină neagră și granat. În cantități reduse se întîlnesc apatit, zircon și biotit. Feldspații sînt reprezentați atît prin termeni sodopotasici, cît și calcosodici (oligoclaz). La multe dintre corpurile de pegmatite urmărite se remarcă predominarea feldspaților alcalini.

Feldspații alcalini apar în cristale de culoare albă-cenușie, mai rar roz, de dimensiuni variate, care ajung pînă la cele de ordinul centimetrilor, străbătute uneori de rețele fine de albit. Examinarea amănunțită, cu ajutorul mesei universale Fedorov, a unui număr relativ mare de cristale a permis abordarea, pe baze statistice, a unor probleme legate de optica feldspaților alcalini, probleme care fac obiectul lucrării de față.

S-au executat 70 de determinări pentru obținerea unghiului axelor optice $(-)\ 2V$ prin construcție sau citire directă și pentru stabilirea coordonatelor planelor de clivaj (001), mai rar (010) în raport cu axele Ng, Nm, Np. Asemenea determinări au fost posibile numai pe cristale lipsite total sau parțial de structura în grătar a microclinului și caracterizate uneori prin dispersia bisectoarelor. Din valorile $(-)\ 2V$ (fig. 1) se deduce că feldspații alcalini examinați sînt neomogeni, reprezentați fie prin pertite submicroscopice (criptopertite) cu $(-)\ 2V \geqslant 50°$, fie prin micropertite și microclinpertite cu $(-)\ 2V \leqslant 50°$.

Dintre modificațiile polimorfe ale $KAlSi_3O_8$, sanidina este termenul de temperatură înaltă, stabilă la peste 700°, microclinul stabil sub această temperatură, iar ortoza reprezintă o stare de tranziție metastabilă, cu tendința de a trece în microclin. În timp ce la sanidin ionii de Al și Si se

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 357–361, București, 1968

dispun cu totul neordonat în poziţiile de coordonare tetraedrică, la microclin se ajunge la o aşezare ordonată a acestora ; în natură pot exista toate stările de tranziţie caracterizate prin variaţia gradului de ordonare. Aceste consideraţii au fost obţinute în urma unor analize roentgenografice foarte amănunţite. Unghiul axelor optice $(-)2V$ reprezintă un criteriu de apreciere a stării de ordonare şi în unele cazuri a regimului de temperatură din timpul formării rocii-gazdă. În acest caz vorbim de „ordonare optică".

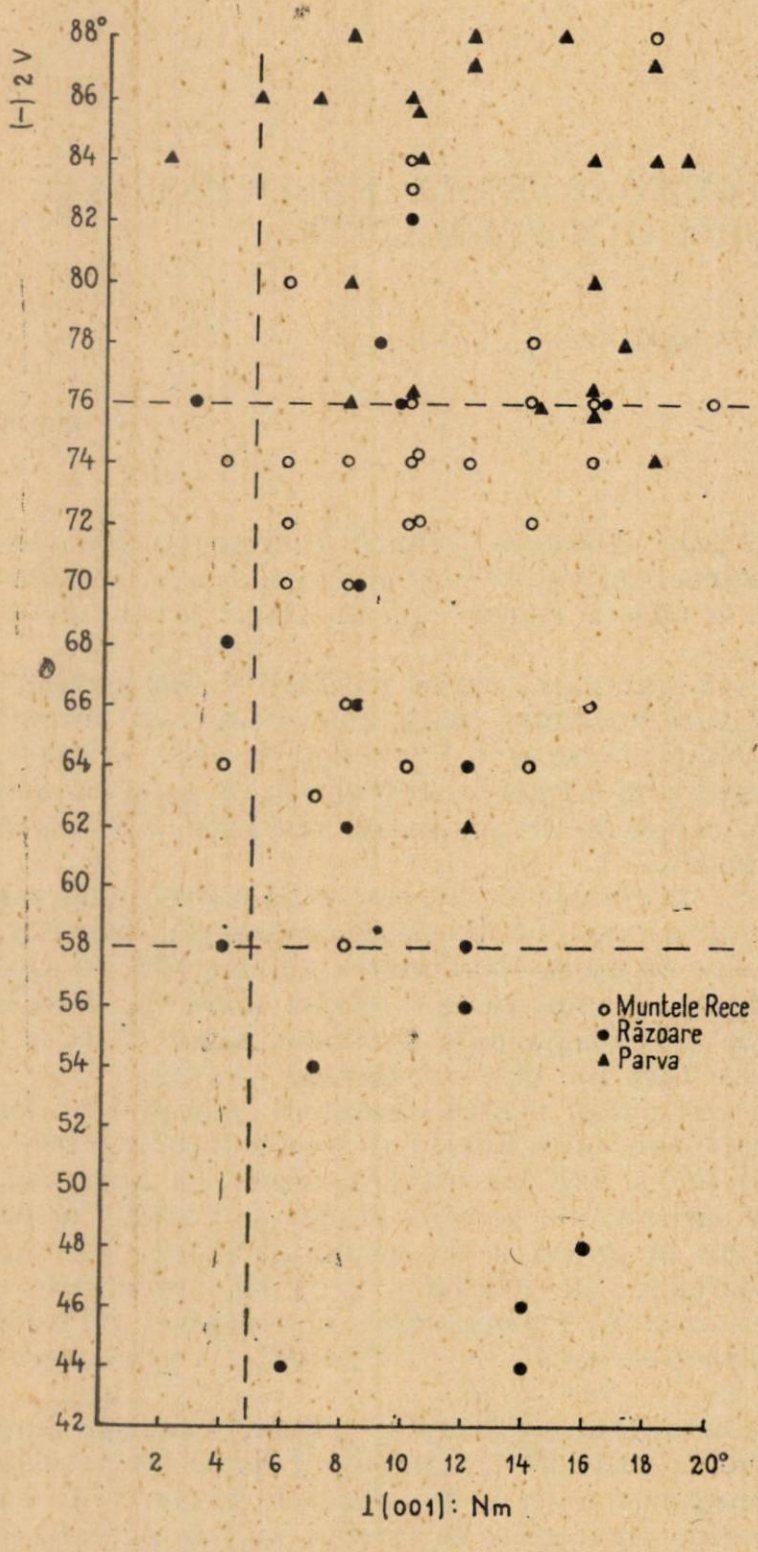


Fig. 1. — Variaţia valorilor $(-)\ 2V$ în funcţie de extincţiile măsurate între planul de clivaj (001) şi *Nm*.

Deoarece la feldspaţii examinaţi s-au obţinut valori ale unghiului axelor optice $(-)\ 2V$ cuprinse între 44 şi 88° (fig. 1), iar limita dintre ortoză şi microclin este considerată la $(-)\ 2V = 76°$, se deduce că sîntem în prezenţa unor termeni cu ordonare maximă şi, respectiv, medie, caracteristici pentru temperaturi scăzute şi medii, încadrîndu-se aici şi situaţiile intermediare.

După mărimea unghiului $(-)\ 2V$, feldspaţii examinaţi se grupează astfel : în pegmatitele de la Parva, feldspaţii au unghiul axelor optice $(-)\ 2V$ cuprins între 76 şi 88°, reprezentînd termeni de temperatură scăzută (microclin), cu ordonare aproape perfectă ; concentrarea acestora spre partea superioară a diagramei, în intervalul $(-)\ 2V = 84 - 88°$, subliniază predominarea microclinului cu cel mai înalt grad de ordonare. Se deduce că pegmatitele de aici au avut un regim de scădere lentă a tempera-

turii. Abundența în criptopertite, micropertite și microclinpertite vine în sprijinul acestei concluzii. Aproape toate valorile $(-)\,2V$ ale feldspaților alcalini din pegmatitele de la Muntele Rece se dispersează în spațiul cuprins între $(-)\,2V = 58°$ și $(-)\,2V = 85°$. Concentrarea mai mare a acestora în zona cu $(-)\,2V = 70 - 75°$ dovedește predominarea termenilor mai ordonați și deci de temperatură relativ scăzută în cadrul feldspaților cu ordonări intermediare. Pentru feldspații din pegmatitele de la Răzoare, valorile $(-)\,2V$ arată o variație mult mai accentuată, de la 46 la 85°. În acest interval se remarcă mai multe maxime cu amplitudini reduse (fig. 2). Din aceasta se deduce că aici condițiile de formare au fost mai variate, ceea ce a favorizat apariția feldspaților alcalini cu diferite stări de ordonare. Se poate preciza astfel că feldspații alcalini cu valorile $(-)\,2V$ cele mai mici (42 — 53°) se găsesc numai în pegmatitele aplitice cu textura orientată, dezvoltate mai ales în apropierea vîrfului Paltinului (Munții Preluca).

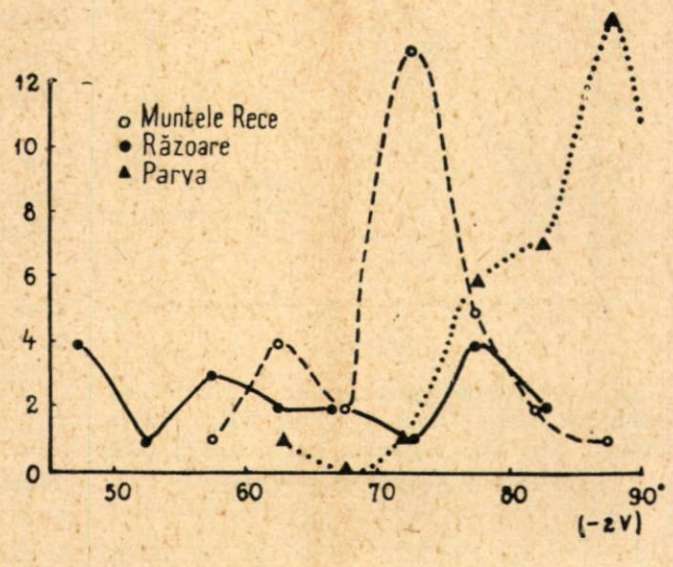


Fig. 2. — Frecvența valorilor $(-)\,2V$ pentru cele trei regiuni. În ordonată este exprimat numărul determinărilor.

Orientarea indicatricei, care se stabilește prin măsurarea unghiurilor de extincție, rezolvă problema simetriei și a modificărilor legate de simetrie în cadrul feldspaților alcalini. Devierea unghiurilor α și γ de la 90° reprezintă abaterea de la simetria monoclinică și poartă denumirea de triclinicitate. Ea poate lua diferite valori, care corespund la diferite grade de triclinicitate. Analog cu stabilirea pe cale roentgenografică, prin măsurarea valorilor $d_{(1\bar{3}1)} - d(1_3 1)$, triclinicitatea poate fi apreciată prin diferența de orientare a indicatricei. Aceasta se face măsurînd unghiul de extincție față de Nm sau Ng și este denumită triclinicitate optică. Din diagramele existente în literatură (4) reiese că posibilitățile cele mai favorabile de apreciere a triclinicității sînt date de măsurarea unghiului de extincție față de planul de clivaj (010); cum însă la feldspații alcalini aceasta se recunoaște mai greu, am utilizat unghiurile de extincție față de planul de clivaj (001). Triclinicitatea optică poate avea diferite valori, date de unghiul de extincție dintre planul de clivaj (001) și Nm ($\perp$ (001) : Nm). Ele sînt cuprinse între 5 și 15°, dar pot ajunge la 18 —20° pentru compuși mai bogați în Na (4).

Știind că simetria triclinică este indicatorul unei ordonări avansate, se deduce că triclinicitatea depinde de gradul de ordonare. Uneori, ea depinde și de maclarea submicroscopică, din care cauză termenii cu ordonare mare pot avea triclinicitate redusă.

Valorile unghiurilor de extincție dintre planul de clivaj (001) și Nm ($\perp$ (001) : Nm), obținute pentru feldspații examinați (fig. 1), se dispersează

în tot spaţiul cuprins între valorile minime şi maxime ale triclinicităţii optice. Puţini sînt feldspaţii care posedă simetrie monoclinică şi ei se găsesc în pegmatitele din toate cele trei regiuni examinate. Triclinicitate maximă arată microclinele din pegmatitele Munţilor Rodnei ($\perp$ (001) : Nm=20°). La Răzoare şi la Muntele Rece, maximele de triclinicitate corespund acelorași valori ($\perp$ (001) : Nm = 12°) (fig. 3).

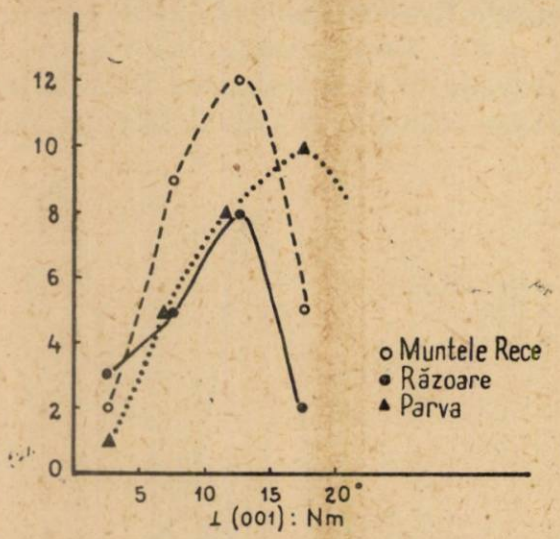


Fig. 3. — Frecvenţa valorilor unghiului de extincţie între planul de clivaj (001) şi *Nm* pentru cele trei regiuni. În ordonată este exprimat numărul determinărilor.

Cea mai mare parte a feldspaţilor examinaţi se proiectează în spaţiul cuprins între valorile extreme ale triclinicităţii optice (fig. 1), ocupînd diferite trepte ale acesteia. Corelarea valorilor obţinute pentru $2V$ şi triclinicitate ne permite să separăm ortoze triclinice cu (—) $2V$ = 44 — 58° şi subordonat ortoze şi ortoze triclinice cu (—) $2V$=58 —76° în pegmatitele de la Răzoare, ortoze şi predominant ortoze triclinice cu (—) $2V$= 58 —76° în pegmatitele de la Muntele Rece şi microcline cu triclinicitate maximă şi mai redusă în pegmatitele de la Parva.

Deci feldspaţii examinaţi reprezintă o serie continuă de la ortoză la microclin, indicînd prin aceasta modificări continue, treptate ale caracterului de ordonare şi triclinicitate, situaţie care este subliniată sugestiv în figura 4.

La pegmatitele examinate, în afară de microclin cu structura tipică în grătar şi de ortoză cu extincţie netă, au mai fost întîlnite cristale de feldspaţi alcalini, lipsite total sau în parte de maclarea caracteristică microclinului. La acestea din urmă, în cadrul aceleiaşi secţiuni, dar la cristale diferite, au fost semnalate grade diferite de triclinicitate optică, la care apare frecventă extincţia neuniformă, rulantă.

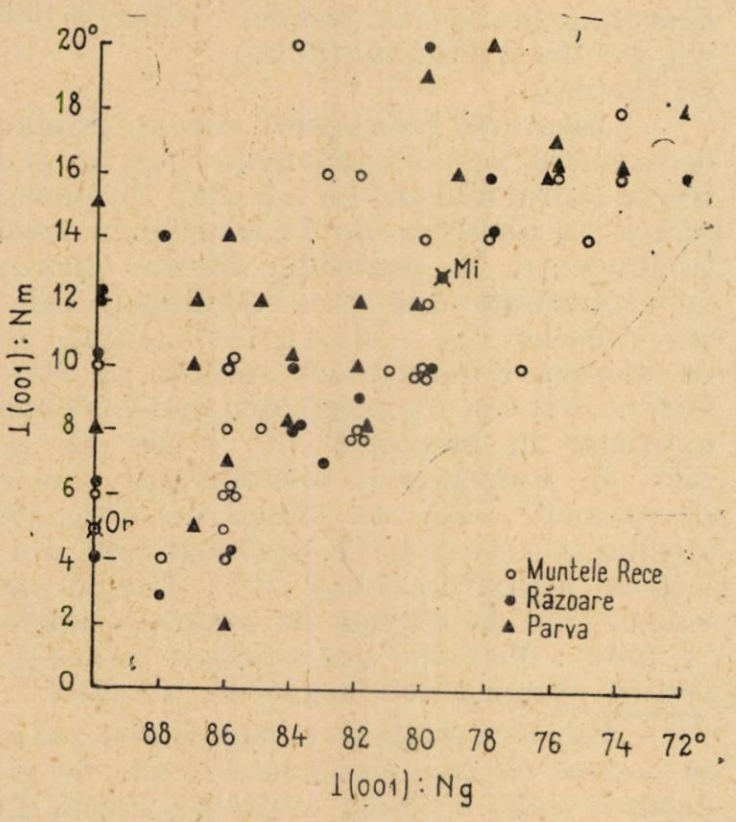


Fig. 4. — Variaţia extincţiilor între planul de clivaj (001) şi direcţiile optice *Ng* şi *Nm* pentru feldspaţii alcalini examinaţi.

În literatură (2) se consemnează că triclinicitatea poate fi diferită și în limitele aceluiași cristal, manifestîndu-se prin extincții rulante, cauzate de dispersia accentuată a bisectoarelor (mai ales la triclinicități reduse).

Simultaneitatea unor asemenea situații sprijină ideea apariției microclinului, prin triclinicizări treptate, a unei faze monoclinice metastabile de $KAlSi_3O_8$ ivite inițial. Un asemenea proces poate avea loc sub influența variabilă a timpului, a temperaturii, a stressului sau a fenomenelor de pertitizare.

În concluzie, feldspații alcalini din pegmatitele de la Parva, Răzoare și Muntele Rece sînt reprezentați predominant prin microcline cu triclinicitate maximă sau mai redusă și subordonat prin ortoză și ortoză triclinică, cu diferite valori ale triclinicității, la care $(-)\ 2V = 44 - 78°$.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES FELDSPATHS ALCALINS DES PEGMATITES

RÉSUMÉ

L'étude des feldspaths alcalins des pegmatites granitiques de Parva (M. Rodnei), Răzoare (M. Preluca) et M. Rece (M. Apuseni) à l'aide de la méthode universelle Fédoroff, a permis l'examination des problèmes liés aux caractères optiques de ceux-ci.

Les déterminations de l'angle des axes optiques $(-)\ 2V$ et de l'orientation de l'indicatrice indiquent l'état d'ordonnance et mesurent le degré de triclinicité optique des feldspaths alcalins. Les valeurs différentes pour les feldspaths alcalins des régions mentionnées indiquent aussi des régimes divers de température pendant le temps de la genèse des pegmatites.

Les résultats obtenus indiquent la prédominance du microcline sur l'orthose et l'orthose triclinique.

Les changements graduels d'ordonnance et de triclinicité optique indiquent l'existence d'une série continue entre le microcline et l'orthose

BIBLIOGRAFIE

1. Deer W. A., Howie R. A. a. Zussman J. (1963), *Rock forming minerals*, Londra, **4**.
2. Goldsmith R., Laves F. (1954), *The microcline-sanidine stability relations*, Geochim. Cosmochim. Acta, *5*, 1.
3. — (1954), *Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine*, Geochim. Cosmochim. Acta, *6*, 100.
4. Gysin M. (1957), *Sur l'existence d' « orthoses tricliniques » dans certaines roches de l'Himalaya du Népal*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **37**, *1*, 159.
5. — (1963), *Les feldspaths potassiques des porphyres de Roffna*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **43**, *1*, 385.
6. Laves F. (1952), *Phase relation of the alkali feldspars, I. Introductory remarks*, J. Geol., *60*, 436.
7. Marfunin A. (1962), *Polevie șpati, fazovie otnoșenia, opticeskie svoistva, gheologhiceskoe raspredelenie*, Moscova.
8. Rădulescu Dan (1965), *Determinarea mineralelor cu ajutorul metodei universale Fedorov*, St. tehn. econ., *2*.

Primit în redacție la 5 aprilie 1967

Facultatea de geologie și geografie,
Universitatea București

VÎRSTA FORMAȚIUNILOR ȘI A ACTIVITĂȚII VULCANICE NEOGENE DIN BAZINUL ROȘIA MONTANĂ

DE

M. BORCOȘ și G. MANTEA

55 (05)

Prezența la Roșia Montană a unor depozite cu origine mixtă (sedimentară și vulcanogenă), precum și a unor depozite pur sedimentogene, presupuse de vîrstă neogenă, vîrstă confirmată paleontologic în baza materialului de față, constituie în partea de nord-est a Munților Metaliferi cea mai îndepărtată mărturie a unei ingresiuni tortoniene exercitate de la sud prin bazinul văii Ampoiului.

Printre primii cercetători, Fr. Hauer recunoaște caracterul mixt al acestor roci și le numește „gresii de tipul porfirului", formate pe seama transformării „gresiei carpatice", fenomen care a avut loc în același interval de timp cu formarea structurilor vulcanice în care sînt cuprinse zăcămintele aurifere. I. Grimm consideră, dimpotrivă, că „gresiile de tipul porfirului", la care asociază conglomerate și brecii, s-au format într-un proces de sedimentare liniștită, ulterior activității vulcanice din Dealul Cîrnic și Dealul Cetate, în condițiile unui aport de material eruptiv anterior consolidat, ca și din elementele rulate ale „gresiei carpatice". Fr. Posepny (14) utilizează pentru descrierea acestei formațiuni denumirea de „lokal sediment" tocmai pentru a scoate mai bine în evidență caracterele ei litologice particulare, în strînsă legătură cu extinderea sa limitată. Denumirea a fost adoptată de majoritatea cercetătorilor și menținută pînă în ultimul timp. Același autor întărește observația, susținînd ideea că rocile acestui complex sînt mai noi decît cele ale „gresiei carpatice" și formează în toate situațiile examinate fundamentul erupțiilor terțiare. Este o afirmație indirectă, care nu verifică observațiile lui I. Grimm asupra timpului de formare al acestui complex de roci. Fără dovezi paleontologice, C. Doelter (citat după (15F)), contrar părerii lui I. Grimm privind răspîndirea „gresiei carpatice" și a „gresiei de tipul porfirului" în bazinul Roșia Montană, le atribuie pe acestea din urmă acvitanianului.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 363–376, București, 1968

O primă argumentare pentru datarea acestei formaţiuni a fost făcută de M. Pálfy (13) şi Şt. Ferenczi (6) pe baza analogiei litologice, corelînd-o cu formaţiuni similare din bazinul Zlatna (Faţa Băii), atribuite mediteraneanului II. M. Ilie (11) este de acord cu ipoteza emisă de cei doi cercetători şi aduce în acelaşi sens observaţii suplimentare, comparînd marnele cu foraminifere din Bazinul Glod (Zlatna — Almaşul Mare) cu marnele de la Roşia Montană; argumentează de asemenea vîrsta tortoniană a acestor depozite, citînd prezenţa unui rest de *Conus ponderosus*, găsit de W. Zigmundy (citat după (11)) în galeria de stat de la Roşia. T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (7) paralelizează formaţiunea mixtă de la Roşia Montană cu orizontul conglomeratelor de Faţa Băii, menţionînd în plus pentru prima dată faptul că acestea sînt acoperite în partea centrală, transgresiv, de depozite pliocene. Lucrările efectuate în ultima perioadă, înscrise într-un program de prospecţiune şi explorare care viza într-o măsură mai mare terenurile cu roci eruptive, nu au furnizat date suplimentare care să conducă la modificări esenţiale în ceea ce priveşte vîrsta acestei formaţiuni. Cu ajutorul acestor date, asociate rezultatelor obţinute în studiul petrografic al rocilor eruptive, s-au încercat însă diferite scheme de prezentare a evoluţiei vulcanismului din regiune (18), unele dintre acestea rămînînd nepublicate [1]. Acestea nu se deosebesc însă cu mult de aceea a lui E. Semper (16), concepută în special pe baza unei analize în spirit critic a întregului material existent la acea dată şi a observaţiilor sale personale. Autorii introduc pentru caracterizarea rocilor din formaţiunea mixtă termeni adecvaţi, care exprimă mult mai bine originea produselor (conglomerate grezoase tufitice, gresii tufitice etc.).

Date recente de ordin stratigrafic, paleontologic şi petrologic [2] contribuie la precizarea vîrstei formaţiunilor terţiare şi la descifrarea evoluţiei vulcanismului neogen de la Roşia Montană.

A. CONDIŢIILE DE FORMARE ALE BAZINULUI NEOGEN ÎN CADRUL GENERAL GEOTECTONIC AL MUNŢILOR METALIFERI

Bazinul neogen de la Roşia Montană s-a format în mod asemănător celorlalte bazine terţiare din Munţii Metaliferi (Zlatna — Almaşul Mare şi Brad — Săcărîmb), adică în condiţiile generale de subsidenţă din substadiul attic, la care se asociază activitatea magmatismului subsecvent tardiv (9). Apele mării terţiare, în condiţiile generale de scufundare, au invadat temporar acest teritoriu prin intermediul unui golf avansat spre nord-est pînă în apropiere de rama sudică a cristalinului de Gilău — Muntele Mare. Momentul declanşării vulcanismului neogen în această regiune provoacă prăbuşiri locale ale unor compartimente care se înscriu între Bucium şi Roşia pe un aliniament general orientat NV—SE, paralel cu

[1] R. Ştefan şi colab., *Raport asupra prospecţiunilor geologice din sectorul Bucium — Roşia Montană — Baia de Arieş (Munţii Metaliferi)*, 1962, Arh. Inst. geol.

[2] G. Mantea, *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri aurifere şi neferoase în sectorul Roşia Montană (Munţii Metaliferi)*, 1962, Arh. Inst. geol.; M. Borcoş, *Studii geotermometrice în zăcămintele din Munţii Apuseni*, 1965, Arh. Inst. geol.; M. Borcoş, *Cercetări efectuate în Munţii Metaliferi*, 1966, Ghidul excursiei 48 A. C. Congresul internaţional de geologie, Praga, 1968.

principalele structuri preterțiare, corespunzînd în același timp și unor linii de dislocație profundă, care nu se reflectă totdeauna vizibil în structurile mezozoice. Efectul cumulat al acestor mișcări explică în mod cauzal relația dintre dimensiunile limitate ale acestui bazin și grosimile destul de mari ale umpluturii acumulate într-un interval de timp relativ scurt. Urmează, ca de altfel în tot cuprinsul zonei eugeosinclinale a Munților Metaliferi, o mișcare generală de ridicare, care se dovedește a fi mult mai accentuată în partea de nord-est. Drept urmare, au loc separarea apelor terțiare de restul mării terțiare și reținerea lor într-un spațiu restrîns în care se înregistrează o evoluție independentă din punct de vedere bionomic și litofacial. Eroziunea intensă care a acționat după încetarea funcțiunii acestei mări a îndepărtat o bună parte din produsele formate, azi acestea păstrîndu-se exclusiv în două sectoare separate, la Roșia Montană și Bucium Șasa, aparent fără legătură vizibilă între ele. Aceasta nu constituie un motiv pentru ca cele două sectoare să fie tratate independent, ci, dimpotrivă, în unitatea bazinului neogen al Roșiei Montane trebuie inclus și sectorul de sud-est de la Frasin — Șasa, format în aceleași condiții structogenetice.

B. DELIMITAREA BAZINULUI ȘI VÎRSTA FORMAȚIUNILOR DIN FUNDAMENT

Aria principală de dezvoltare a formațiunilor neogene din sectorul Roșia Montană se extinde în zona de izvoare a Văii Foieșului și a văii Corna ; o a doua zonă de apariție, mai restrînsă, se dispune în jurul masivului dacitic din Dealul Frasin, între văile Abruzelului și Buciumului. Fundamentul pe care se amplasează formațiunile sedimentare neogene și produsele activității vulcanismului neogen este constituit din depozite sedimentare cretacice atribuite barremian-apțianului, albianului și senonianului. În majoritatea cazurilor, contactul dintre rocile fundamentului și cele constituente ale bazinului neogen este evident de natură tectonică, el înscriindu-se de obicei pe linii de falii ; existența lor este confirmată în principal de grosimile exagerate ale depozitelor neogene, care ating la marginea bazinului uneori chiar 200 m.

C. FORMAȚIUNILE CONSTITUENTE ALE BAZINULUI NEOGEN ROȘIA MONTANĂ

Umplutura bazinului în principala arie de dezvoltare din sectorul Roșia Montană este alcătuită dintr-o formațiune vulcanogen-sedimentară acidă. La partea superioară a acestei formațiuni se individualizeaza un orizont de marne cenușii, urmat de un orizont de șisturi marnoase-argiloase, grezoase, de culoare albă. Vulcanitele neogene sînt reprezentate prin corpuri de dacite cu revărsări restrînse de lave. Spre nord și est, formațiunile menționate vin în contact direct cu andezitele de tip Rotunda. În sectorul sudic, la Șasa, se presupune existența acelorași formațiuni vulcanogen-sedimentare străbătute de dacite. Acestea din urmă, în Dealul Conțu, vin în contact cu andezitele cuarțifere tip Barza.

FORMAȚIUNEA VULCANOGEN-SEDIMENTARĂ

Înțelegem sub denumirea de formațiune vulcanogen-sedimentară o suită de roci cu origine mixtă, formate în condiții diferite, în care aportul de material eruptiv participă la formarea rocilor în cantități variabile, fie direct introdus în timpul activității vulcanice, fie indirect, preluat în condițiile unui transport local, dar în care, la anumite nivele, se disting și unele intercalații de origine pur sau predominant sedimentară. În formațiunea vulcanogen-sedimentară din sectorul Roșia Montană, care a luat naștere sincron cu activitatea vulcanică, se individualizează nivele cu grosimi variabile de marne, argile și calcare. La precizarea principalelor litotipuri am solicitat terminologia utilizată de obicei în nomenclatura rocilor sedimentare și a piroclastitelor.

Succesiunea formațiunii vulcanogen-sedimentare a putut fi urmărită și examinată în patru foraje cu adîncime medie, executate de I.G.E.X. în zona mediană a bazinului din sectorul Roșia Montană, dintre care trei sînt amplasate în versantul drept al Văii Foieșului și unul în versantul stîng. Forajele au străbătut formațiunea pe toată grosimea, intrînd și în depozitele cretacice din fundament (fig. 1). De asemenea, dispunem de informații și dintr-un foraj cu adîncime mai mare, executat în versantul de nord al corpului de dacite din Dealul Cîrnic, cercetat de Maria Gheorghiu [3].

Descrierea principalelor litotipuri

a) Conglomeratele piroclastice breciforme reprezintă elementul constitutiv dominant al formațiunii. Acestea sînt formate din fragmente rulate sau subangulare de șisturi cristaline (cuarțite, gnaise, șisturi cu sericit și clorit), ofiolite, roci sedimentare cretacice (gresii, șisturi), la care se asociază elemente în general colțuroase de roci eruptive de tipul riolitelor. Aceste elemente sînt prinse într-o matrice grezoasă. Textura rocilor scoate în evidență procese de sedimentogeneză caracterizate prin acumulări haotice; rocile sînt lipsite complet de stratificație și sînt în mod obișnuit slab consolidate. Materialul eruptiv din aceste conglomerate, cu toate că este intens alterat, se deosebește marcant de celelalte tipuri de vulcanite din acest sector. În majoritatea cazurilor se pot recunoaște caracterele petrografice comune riolitelor din bazinul Almaș — Zlatna, care marchează începutul activității vulcanice neogene în regiunea Munților Metaliferi. În masa de bază a riolitelor, care evidențiază o structură poroasă relictă, se disting fenocristale de plagioclaz cu 20% An, sanidină, cuarț și baghete alungite în cea mai mare parte reprezentînd amfiboli, integral substituite; sticla apare cu totul întîmplător. Participarea piroclastitelor riolitice în alcătuirea rocii variază în limite largi, între 5 și 20%; uneori se întîlnesc nivele cu aport sporit, pînă la 50%.

b) Gresiile tufacee reprezintă fracțiuni intermediare încadrate de W. A. Grabau (10) la limita dintre pyrarenite și grauwacke.

[3] *Raport asupra studiului petrografic al zăcămîntului de la Roșia Montană. Șantier de explorare I.G.E.X.*, 1963, Arh. Inst. geol.

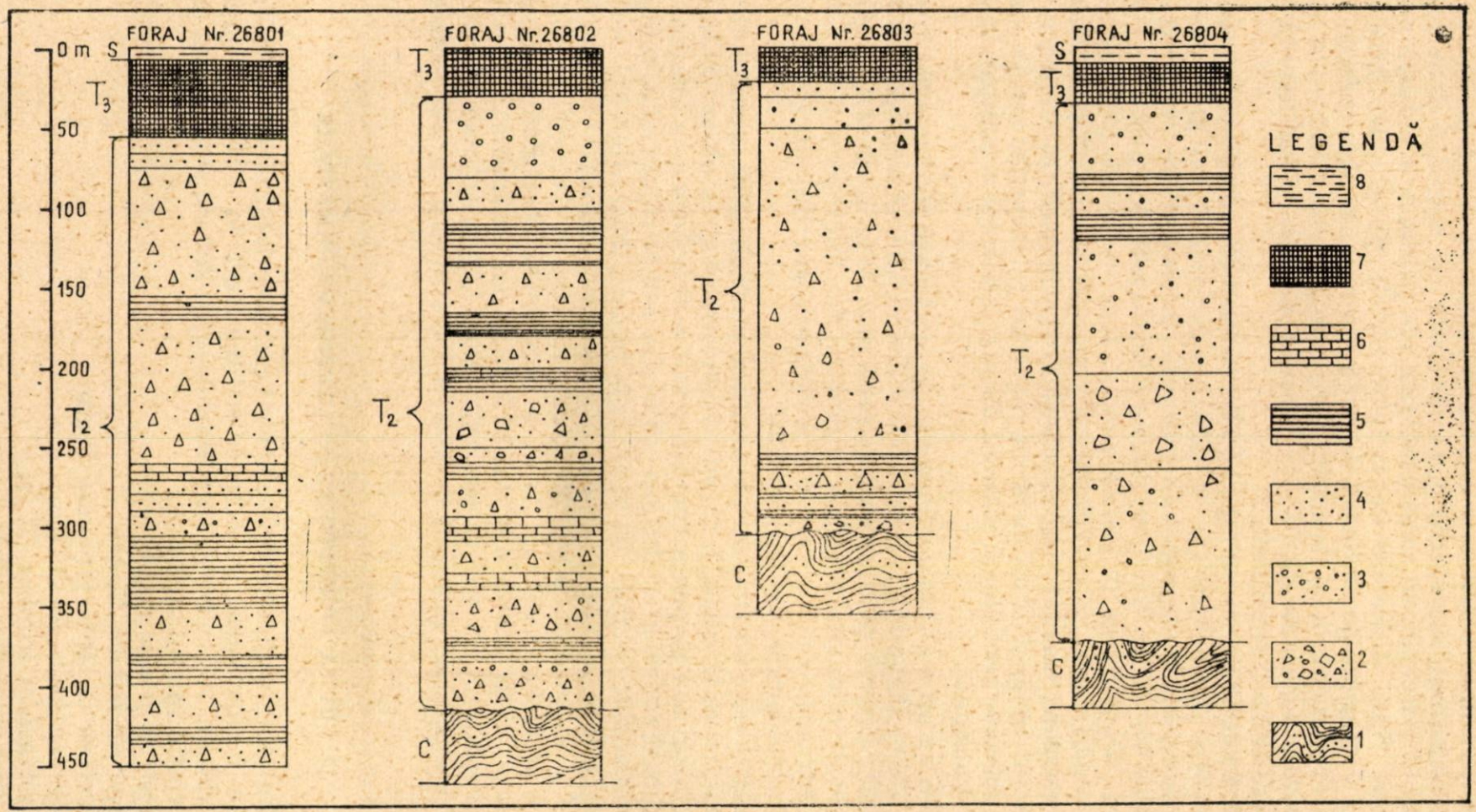


Fig. 1. — *1*, Formațiuni cretacice; *2*, conglomerate piroclastice breciforme; *3*, gresii; *4*, nisipuri; *5*, marne și argile; *6*, calcare marnoase; *7*, marne cenușii; *8*, șisturi marno-argiloase grezoase albe.

Analiza materialului a arătat o constituție analogă conglomeratelor piroclastice breciforme; macroscopic, se recunosc cu ușurință doar cuarțul, muscovitul și sericitul; în mod constant, ele prezintă o culoare galbenă sau cenușie. Spre deosebire de conglomeratele piroclastice breciforme, gresiile au o stratificație evidentă. În mod obișnuit, gresiile tufacee se dispun neuniform în cuprinsul formațiunii vulcanogen-sedimentare, în bancuri ce nu depășesc o grosime de 10 m; frecvent, acestea se întîlnesc în jumătatea superioară a formațiunii.

c) Marnele și argilele reprezintă rezultatul proceselor de sedimentare din episoadele de calm ale activității vulcanice; acestea, relativ scurte, sînt consemnate în grosimile intercalațiilor respective, care variază între 6 și 35 m. Ele prezintă o stratificație fină și o culoare cenușie-negricioasă. Distribuția lor neuniformă, atît pe verticală, cît și pe orizontală, este condiționată și de schimbarea permanentă a morfologiei fundului bazinului neogen; această schimbare este determinată, pe de o parte, de încărcarea lui în mod neuniform cu material piroclastic, iar pe de altă parte de mișcările oscilatorii, care au decalat diferențiat compartimentele antrenate tectonic.

d) Calcarele marnoase au o culoare roz cu tente roșietice și gălbui. Ele se dispun în formațiunea vulcanogen-sedimentară sub formă de intercalații a căror grosime nu depășește însă 30 m, prezentînd o pseudostratificație și o duritate relativ ridicată. La microscop s-au deosebit structuri organice, ceea ce permite încadrarea lor într-un facies recifal, asemănător calcarelor de tip Leitha.

Formațiunea vulcanogen-sedimentară descrisă a fost recunoscută și în deschideri miniere, în special la nivelul galeriei Orlea, unde observațiile făcute lasă să se întrevadă prezența conglomeratelor breciforme ce alternează cu șisturi argiloase negre, gresii tufacee cu fragmente de riolite albe, compacte, intens alterate hidrotermal. La suprafață, formațiunea aflorează mai bine în versantul nordic al Văii Foieșului; de asemenea, ea apare în extremitatea sudică a sectorului Roșia Montană, în Dealul Cîrnicelului, într-un compartiment tectonic ridicat. Aceleași produse se identifică la suprafață în jurul corpului de dacite din Dealul Frasin. În ansamblu, formațiunea vulcanogen-sedimentară este intens hidrotermalizată, acțiune care în final s-a soldat cu schimbări esențiale în ceea ce privește structura și compoziția rocilor.

D. VÎRSTA FORMAȚIUNII VULCANOGEN-SEDIMENTARE

Studiul micropaleontologic efectuat pe materialul recoltat din carote extrase din formațiunea vulcanogen-sedimentară la adîncimi cuprinse între 92 și 294 m, respectiv pe o grosime de circa 200 m, evidențiază următoarea asociație microfaunistică:

Globigerina fringe Subb.
Globigerina triloba Reuss
Globigerina cf. *triloculinoides* Plum.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Bulimina pupoides d'Orb.

Bulimina subulata Cush.
Bulimina elongata d'Orb.
Bulimina aculeata d'Orb.
Bulimina sp.
Candorbulina universa Jed.
Cibicides pseudo-ungerianus Cush.
Dentalina sp.
Cibicides sp.
spiculi de spongieri
globigerine diagenizate
Nonion commune d'Orb.
Martinotiella communis Reuss
Globigerinoides conglobatus d'Orb.
Pullenia bulloides d'Orb.
Uvigerina venusta Franz.
Uvigerina asperula Cszj.

Conținutul microfaunistic indică pentru formațiunea vulcanogen-sedimentară o vîrstă tortoniană medie. Asociația prezentată este dominată de frecvența unor specii, dintre care se remarcă o creștere apreciabilă a buliminidelor. Aceste forme caracterizează partea superioară a intervalului. Cu aceeași semnificație se înregistrează și o explozie a globigerinidelor, întîlnite și în biocoloana tortonianului mediu din Bazinul Zlatna — Almașul Mare (3). Există astfel posibilitatea corelării orizontului pietrișurilor de Almașul Mare, larg dezvoltat în acest bazin, cu formațiunea vulcanogen-sedimentară din Bazinul Roșia Montană.

1. ORIZONTUL MARNELOR CENUȘII

Depozitele sedimentare care constituie acest orizont au fost întîlnite atît în forajele menționate, cît și la suprafață ; ele se dispun în continuitate de sedimentare peste formațiunea vulcanogen-sedimentară, însumînd o grosime de circa 60 m. Din punct de vedere litologic, acest orizont este constituit din marne micafere cenușii-negricioase, fin stratificate, uneori friabile, cuprinzînd frecvent intercalații de gresii cenușii-gălbui sau de marne, de asemenea friabile. Alternanțele de gresii cu marne reflectă frecvența mare a microritmurilor în sedimentare. Într-un singur punct, în partea de est a sectorului Roșia Montană, la Igre — Văidoaia, s-au întîlnit într-o zonă de pornituri fragmente de gipsuri, care marchează la acest nivel, ca și în celelalte bazine din cuprinsul Munților Metaliferi, existența unui facies lagunar.

Vîrsta depozitelor

Deși nici în cuprinsul acestui orizont nu s-au întîlnit macrofosile, există suficiente motive să considerăm că asociația microfaunistică, prin numeroasele forme caracteristice determinate, atestă vîrsta tortonian superior. Lista completă a conținutului microfaunistic cuprinde următoarele forme :

Asterigerina planorbis d'Orb.

Bulimina elongata d'Orb. var. *subulata* Cush. și Parker
Bolivina directa Cush.
Cibicides floridanus (Cush.)
Cibicides mexicanus Nuttall
Cibicides boueanus Cush.
Cibicides ungerianus d'Orb.
Cibicides lobatulus (Walker și Moll.)
Bolivina scalprata Schwager var. *miocenica* Mac.
Cassidulina crassa d'Orb.
Gyroidina gyrardina Reuss
Dentalina mucronata Neugeboren
Dentalina communis d'Orb.
Eponides cocoaensis Cush.
Dorothia ratuse Cush.
Karreriella cf. *subcylindrica* Nuttall
Globigerina biloba Finlay
Globigerina conica Reuss
Globigerina dissimilis Cush. — Berm.
Globoratalia cf. *scitulla* Brady
Elphidium fichtelianum d'Orb.
Globorotalis minardi d'.
Eggerella adventa CushOrb.
Nonion pompilioides (Fichtel și Moll.)
Nonion soldanii d'Orb.
Pullenia bulloides d'Orb.
Robulus cf. *cultratus* Montf.
Schenckiella occidentalis Cush.
Schenckiella communis d'Orb.
Uvigerina sp.
Uvigerina venusta Franz.
Sphaeroidinella cellata Subb.
Uvigerina laviculata Coryell — Rivero
Uvigerina utila Cush.
Virgulina sp.

Asociația microfaunistică menționată este constituită din forme marine cu testul ros din cauza materialului detritic. Atît frecvența mare a globigerinidelor, cît și prezența formelor *Bulimina elongata*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium fichtelianum*, *Nonion commune* etc. pot fi considerate element caracteristic zonei T_3 (tortonian superior).

Din examinarea comparativă a bazinelor terțiare : Zlatna — Almașul Mare, Brad — Săcărîmb [4], Roșia Montană reiese o identitate de ordin litologic și faunistic pentru partea superioară a tortonianului.

2. ORIZONTUL ȘISTURILOR MARNOASE-ARGILOASE-GREZOASE DE CULOARE ALBĂ

În partea de nord-est a Bazinului Roșia Montană, la partea superioară a depozitelor tortoniene, în continuitate de sedimentare, se dezvoltă

[4] G. Mantea și colab., *Raport geologic privind lucrările de prospecțiune pentru minereuri aurifere și neferoase în Munții Metaliferi*, 1962, Arh. Inst. geol.

un pachet gros, de circa 3—6 m, alcătuit din marne argiloase, gresii cenușii-albicioase, fin stratificate și gresii cenușii-albicioase friabile, de asemenea bine stratificate. La suprafață, ele au fost identificate doar în puține deschideri în Valea Foieșului, semănînd pînă la identitate cu depozite similare atribuite sarmațianului inferior din zona Bîrsău — Vărmaga (Bazinul Brad — Săcărîmb) [5].

Vîrsta depozitelor

Analiza micropaleontologică a probelor recoltate indică următoarele forme [6]:

Articulina articulinoides Gerke și Issaeva
Astronion italicum Cush. și Edw.
Borelis mello (Fichtel și Moll.)
Cibicides lobatulus (Walker și Jacob)
Cythere perforata Roem.
Elphidium aculeatum (d'Orb.)
Elphidium alvarezianum (d'Orb.)
Elphidium fichtelianum (d'Orb.)
Elphidium josephinum (d'Orb.)
Elphidium macellum (Ficht. și Moll.)
Elphidium minutum Reuss
Elphidium crispum (Linné)
Elphidium reginum d'Orb. var. *caucasicum* Bogd.
Loxoconcha mülleri Méhe
Quinqueloculina laevigata d'Orb.
Teinostoma woodi M. Hoern.
Rotalia beccarii (Linné)
foraminifere și ostracode indeterminabile

Microconținutul, reprezentativ sub aspect calitativ și cantitativ, în care se află forma de *Cibicides lobatulus* (cu frecvență relativ ridicată), alături de *Articulina articulinoides* și *Elphidium macellum*, arată afinități pentru zona micropaleontologică S_1 (sarmațian inferior sau volhinian). Formele determinate arată că spre finele tortonianului a avut loc un proces de îndulcire a apelor. Asociația microfaunistică, în care se constată un amestec de forme salmastre (care uneori predomină) cu forme marine, este caracteristică sarmațianului inferior (în ea sînt remaniate însă și numeroase forme din tortonian).

3. FORMAȚIUNEA PELITICĂ CU ASPECT NOROIOS

Sînt cunoscute încă de multă vreme observațiile făcute de Fr. Posepny (14) și E. Semper (16) cu privire la existența unui material noroios care se interpune între formațiunea vulcanogen-sedimentară și corpurile eruptive din Dealul Cîrnic și Dealul Cetate. S-a specificat de asemenea și faptul că aproape în toate cazurile s-a constatat o trecere

[5] *Ibidem.*

[6] Studiul micropaleontologic al tuturor probelor a fost efectuat de Zorela Munteanu de la Laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii geologice de prospecțiuni.

gradată de la formațiunea vulcanogen-sedimentară la materialul noroios denumit „glamm", care include elemente constituente ale fundamentului, elemente comune formațiunii vulcanogen-sedimentare și chiar fragmente de dacite și care în vecinătatea corpurilor eruptive este intens silicifiat. Cercetările efectuate confirmă aceste observații, mai ales în adîncimea celor două corpuri eruptive, care în bună parte sînt mantelate de o formațiune pelitică cu aspect noroios, în care sînt cuprinse elementele citate. Acest material reprezintă acumulările de mîl de pe fundul bazinului antrenat gravitațional sau infiltrat cu mari cantități de apă, împreună cu materialul puțin coerent al formațiunii vulcanogen-sedimentare, ușor demolat în vecinătatea fracturilor, în spațiile create de mișcările tectono-vulcanice premergătoare efuziunilor de dacite din Dealul Cîrnic și Dealul Cetate. Așa se explică și faptul că, o dată cu venirile de dacite, au avut loc erupții de mase noroioase, care în acest mod au jucat și rol de lubrifiant. Numai în acest fel se poate explica tranziția de la formațiunea vulcanogen-sedimentară la masa de noroi, compoziția eterogenă a fragmentelor incluse și poziția constantă pe care aceasta o ocupă între rocile formațiunii vulcanogen-sedimentare și corpurile dacitice. Sub presiune, masele de noroi au fost injectate și în zonele de brecifiere, în fracturile filoniene sau chiar în coloanele de explozie; în ultimele două situații, ele au fost complet silicifiate, generînd roci foarte dure de culoare neagră-cenușie, slab piritizate, cunoscute sub numele de chingă.

Vîrsta formațiunii

Apare suficient de bine precizat faptul că vîrsta formațiunii pelitice este mai nouă decît aceea a formațiunii vulcanogen-sedimentare. Vîrsta trebuie pusă direct în legătură cu aceea a activității efuziunilor dacitice.

4. ROCILE ERUPTIVE

Rocile eruptive în special, ca și celelalte formațiuni și produse asociate, au consolidat în decursul a trei etape, distinct marcate în sectorul Roșia Montană, o structură vulcanică complexă.

Riolitele, eliberate într-o primă etapă, preponderent explozivă, sînt cuprinse în formațiunea vulcanogen-sedimentară și au fost descrise anterior. În cea de-a doua etapă — efusivă — au loc veniri de dacite, care au dat naștere în Dealul Cîrnic și Dealul Cetate la doi vulcani centrali, care au construit edificiul de suprafață al acestei structuri. G. Tschermak (19) stabilește încă din 1867 caracterele proprii ale rocilor și o denumește ca atare, după ce anterior opina să le definească chiar roci de tipul labradoritelor. Cu toate acestea, majoritatea cercetătorilor le consideră, impropriu pînă în prezent, ca reprezentînd roci riolitice, înșelați fiind de caracterele mineralogice și chimice modificate prin efectul fenomenelor intervenite în rocă pe seama activității de transformare hidrotermală. Dacitul prezintă o masă de bază microgranulară, fără sticlă, în care se detașează cristale mari de cuarț bipiramidat (2 cm) intens corodate, cu numeroase concreșteri, cristale de cuarț cu contur neregulat, fenocristale de plagioclaz cu 35% An,

baghete alungite de amfiboli pseudomorfozate și paiete de biotit. Cu totul sporadic, apar apatitul, anatazul sau zirconul. Atît masa de bază, cît și fenocristalele, cu excepția cuarțului, sînt de obicei integral substituite cu adular, minerale argiloase, sericit, calcit, clorit, cuarț și pirită. Același tip de rocă a fost recunoscut și în structura eruptivă neogenă din Dealul Frasin și Dealul Conțu.

Dacitele, ca și formațiunea vulcanogen-sedimentară, vin în contact direct atît cu rocile eruptive de tipul andezitelor cuarțifere de Barza (spre sud), cît și cu andezitele bazaltoide de tip Rotunda (spre nord și est). Ambele tipuri de roci sînt bine cunoscute prin caracterele lor mineralogice și chimice descrise de T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (8), așa că nu este cazul să revenim cu o descriere a acestora. Menționăm doar faptul că ele se dezvoltă la periferia bazinului neogen, ca urmare a unei activități vulcanice continentale, produsele dispunîndu-se direct pe formațiunile cretacice ale fundamentului sau chiar pe rocile metamorfice în zona de la nord-est.

La baza formațiunilor acoperitoare ale andezitelor de Rotunda (lave și piroclastite), în mai multe puncte (la Vîrtop—Cărpiniș, la Giurcuiești, în Dealul Paltin și în alte cîteva puncte spre nord-est), s-a identificat un nivel cu grosimi variabile de pietrișuri, conglomerate și nisipuri, care includ elemente rulate de riolite, dacite și andezite cuarțifere și unele concentrații aurifere aluvionare cu extinderi limitate, atribuit de T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (7) panonianului. Acumulările pot corespunde unui nivel de eroziune care a funcționat în timpul pliocenului, înaintea erupțiilor bazaltoide de tip Rotunda.

Bazaltele de la Detunata Goală și Detunata Flocoasă se dezvoltă în partea de est a Bazinului Roșia Montană și nu vin în contact cu formațiunile constituente ale acestuia.

E. VÎRSTA ACTIVITĂȚII VULCANICE ȘI A CELORLALTE PROCESE GEOLOGICE ASOCIATE

Rezultatele obținute în cercetările întreprinse, dar mai ales determinarea conținutului microfaunistic al formațiunilor care vin în contact cu rocile eruptive, aduc primele dovezi paleontologice, înlesnind în acest mod posibilitatea de a aproxima în cuprinsul Bazinului Roșia Montană intervalul de timp în care s-au desfășurat erupțiile și procesele geologice asociate.

Activitatea vulcanică începe cu erupții de riolite, roci puse în loc la începutul tortonianului mediu. Față de celelalte bazine neogene din cuprinsul Munților Metaliferi, în care primele manifestații, de asemenea cu caracter riolitic, încep în tortonianul inferior, aici acestea se fac simțite ceva mai tîrziu. Unicul martor al acestei activități sînt fragmentele de riolite cuprinse în formațiunea vulcanogen-sedimentară. Centrele de erupție riolitice, prăbușite sau distruse de venirile ulterioare de dacite, se localizează în zonele de maximă adîncime ale bazinului în sectorul Roșia Montană (Dealul Cîrnic și Dealul Cetate), probabil și în sectorul sudic din Dealul Frasin.

În legătură cu vîrsta tortonian mediu a formațiunii vulcanogen-sedimentare și a activității riolitice, se poate presupune de asemenea că apariția principalului sistem de fracturi tectono-magmatice, fracturi orientate NVN—SES, precedă îndeaproape procesul de erupție și sedimentogeneză, controlînd ca un factor principal evoluția celor două funcțiuni. Se deduce astfel că acest sistem de fracturi, implicit apariția Bazinului Roșia Montană, nu pot fi mai vechi decît baza tortonianului mediu, cel mult partea superioară a tortonianului inferior.

Înainte de finele tortonianului superior, timp în care s-a format orizontul marnelor cenușii, au avut loc într-o perioadă relativ scurtă atît veniri de dacite, cît și fenomene explozive, la care se asociază o activitate hidrotermală intensă. Deși nu vin în contact direct cu dacitele, formațiunile sedimentare atribuite tortonianului superior și sarmațianului inferior contribuie la datarea acestora. Depozitele care constituie cele două orizonturi se dispun peste formațiunea vulcanogen-sedimentară, compartimentată tectonic în timpul activității vulcanismului riolitic. Ulterior, depozitele tortonianului superior și ale sarmațianului inferior maschează în aria lor de dezvoltare — compartimentul cel mai coborît — extinderea unor fracturi filoniene din sectoarele Carpen—Tarina și Cîrnic, formate la finele activității dacitice. În cadrul lucrărilor de prospecțiune, explorare și exploatare [7] s-a constatat că depozitele sedimentare atribuite tortonianului superior și sarmațianului inferior sînt lipsite de mineralizație și nu sînt afectate de fenomene de alterație hidrotermală.

În intervalul postsarmațian inferior — panonian inferior (?), aici, ca în tot cuprinsul Munților Metaliferi, au avut loc erupții de andezite cuarțifere de tip Barza [8]. În depozitele panonianului inferior sînt cuprinse blocuri și fragmente rotunjite de andezite cuarțifere propilitizate, alături de dacite hidrotermalizate sau mineralizate (8). În panonianul superior urmează erupțiile andezitelor bazaltoide de tip Rotunda, care acoperă în extremitatea de nord-est formațiunile Bazinului Roșia Montană. Așa cum au remarcat de altfel toți cercetătorii, începînd cu Fr. Posepny (14), în cuprinsul formațiunilor neogene din Bazinul Roșia Montană nu au fost întîlnite elemente remaniate din cele două tipuri de andezite menționate. Activitatea vulcanică se încheie în cuaternarul inferior prin venirile de bazalte din cele două Detunate (12) (fig. 2).

CONCLUZII

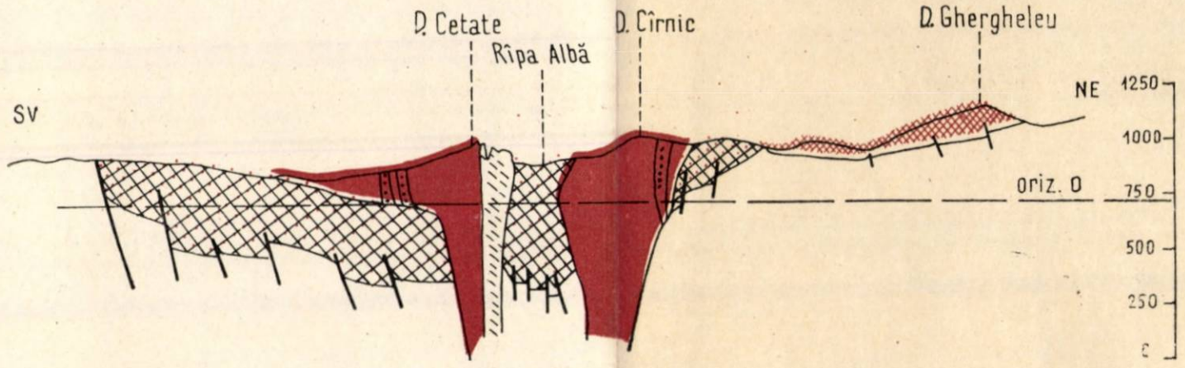
Din examinarea condițiilor generale geologice în care s-a format Bazinul neogen Roșia Montană și a vîrstei formațiunilor constituente pot fi reținute următoarele considerații generale:

— Bazinul neogen Roșia Montană a luat naștere probabil în tortonianul inferior, ca un prim efect al funcțiunii aliniamentelor tectono-magmatice din această parte a Munților Metaliferi (antrenați într-o mișcare generală de subsidență).

---

[7] G. Mantea, *Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri aurifere și neferoase în sectorul Roșia Montană (Munții Metaliferi)*, 1962, Arh. Inst. geol.

[8] D. Rădulescu și M. Borcoș, *Aperçu général sur le déroulement du volcanisme néogène en Roumanie*, 1967, An. Com. Stat. Geol., vol. XXXVI (sub tipar).



LEGENDA

Cuaternar (form. aluviale)

Panonnian (depozite eluviale)

Sarmațian inf. (marne, argile, gresii friabile)

Tortonian sup. (marne, argile, gresii, gipsuri)

Tortonian mediu (form. vulcanogen-sedimentară)

Senonian (depozite flișoide)

Albian (depozite flișoide)

Barremian – Aptian (depozite flișoide)

Bazalte (tip Detunata)

Andezite bazaltoide (tip Rotunda) a b

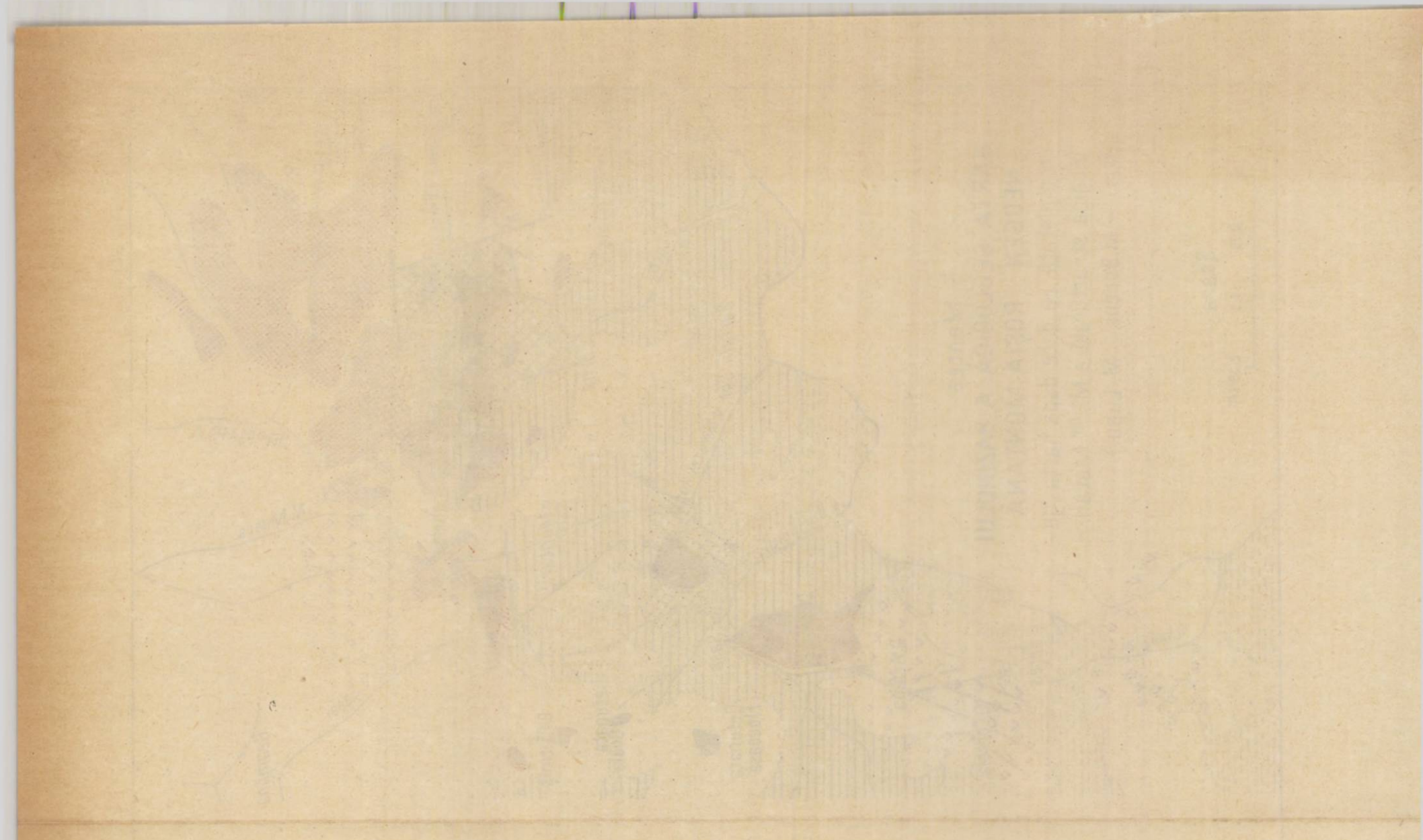
Andezite cuarțifere (tip Barza) a b

1 Dacite (tip Roșia – Cîinel) b a
a = formațiuni înrădăcinate
b = formațiuni acoperitoare
1 = coloane de explozie

Falii și fracturi filoniene

a a' Secțiune geologică

Fig 2.



— În timpul tortonianului mediu, procesele de sedimentare au avut loc sincron cu erupţiile riolitice, determinînd apariţia unor roci cu caracter mixt de tipul „formaţiunii vulcanogen-sedimentare".

— Pentru prima oară în această regiune au fost recunoscute depozitele tortonianului superior şi sarmaţianului inferior, acestea din urmă încheind ciclul de sedimentare.

— Vîrsta depozitelor tortoniene şi sarmaţiene a fost stabilită în baza unor asociaţii microfaunistice, reprezentative atît din punct de vedere cantitativ, cît şi calitativ.

—Referitor la tectonica de amănunt a Bazinului Roşia Montană, se remarcă existenţa unui sistem de fracturi, orientat NVN-SES, care a determinat scufundarea în trepte a bazinului de la nord-est către sud-vest.

— Caracteristicile litofaciale şi faunistice ale depozitelor terţiare din Bazinul Roşia Montană sugerează o evoluţie asemănătoare celorlalte bazine din Munţii Metaliferi (Bazinul Zlatna — Almaşul Mare şi Brad — Săcărîmb).

— Asociaţiile microfaunistice indică mai curînd afinităţi pentru Bazinul Vienei, respectiv Bazinul Panonic, decît pentru Bazinul Euxinic.

— Activitatea vulcanică se încadrează în limitele evoluţiei generale a proceselor stabilite în cadrul Munţilor Metaliferi, existînd sub toate aspectele geologice relaţii de corespondenţă. În acest sens pot fi regăsite şi delimitate distinct cele trei cicluri de desfăşurare a magmatismului subsecvent tardiv din Bazinul Roşia Montană. Ciclul I este mai puţin bine reprezentat în comparaţie cu situaţia generală, lipsind venirile andezitelor de Faţa Băii ; el este reprezentat exclusiv prin riolite. Ciclul II începe în mod obişnuit cu dacite şi continuă cu andezite cuarţifere, lipsind dacitele terminale de tip Cetraş. Ciclul III este complet, fiind reprezentat atît prin andezitele bazaltoide, cît şi prin bazaltele terminale de la Detunate, cu care se încheie activitatea vulcanică în regiune.

L'ÂGE DES PRODUITS DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE NÉOGÈNE DU BASSIN DE ROŞIA MONTANĂ

RÉSUMÉ

Le bassin néogène de Roşia Montană s'est constitué en conditions générales de subsidence du territoire du stade attique, accompagnée de l'activité du magmatisme subséquent tardif. Ce bassin est comblé par des formations volcanogènes-sédimentaires représentées par : conglomérats pyroclastiques bréchiformes, grès tuffacés avec des intercalations de marnes grises, schistes marneux argileux ou gréseux et calcaires marneux. Le contenu microfaunique identifié dénote l'âge tortonien moyen-sarmatien inférieur. L'activité volcanique dans le bassin de Roşia Montană a eu lieu pendant trois phases distinctes. La première phase se caractérise par une activité rhyolitique, dont les seuls témoins sont les fragments de roches inclus dans la formation volcanogène-sédimentaire. Pendant la seconde période ont lieu les émissions de dacites. Celles-ci ont édifié les volcans qui constituent les collines de Cîrnic et de Cetate. Cette activité s'achève par de puissantes manifestations explosives, sans émissions de matériel, accompagnées d'une intense activité métallogénique.

L'activité volcanique a eu lieu dans les limites de l'évolution générale des processus connus dans les Monts Métallifères avec lesquels elle présente des correspondances. Les rhyolites correspondent à la phase de Băița (Tortonien inférieur et moyen) du premier cycle et les dacites à la phase de Cîinel du second cycle. L'activité volcanique se continue en dehors des limites du bassin et se manifeste par les émissions d'andésites quartzifères de Barza (second cycle). Elle s'achève au troisième cycle au cours du Pannonien supérieur — Quaternaire inférieur par les émissions d'andésites basaltoïdes de Rotunda et des basaltes de Detunata.

BIBLIOGRAFIE

1. Borcoș M. (1967 *a*), *Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor zone mineralizate și zăcăminte hidrotermale din Munții Metaliferi (II)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
2. — (1967 *b*), *Studiul genetic al rocilor eruptive neogene și al produselor hidrotermale asociate de la Roșia Montană (Munții Metaliferi)*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. VIII, Belgrad, 1967.
3. Borcoș M. și Mantea Gh. (1964), *Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna — Almașul Mare (Munții Metaliferi)*, Dări de seamă Com. geol., **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.
4. Cioflica Gr., Istrate Gh., Popescu Gh. și Udubașa Gh. (1966), *Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani — Trestia (Munții Metaliferi)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
5. Doelter C. (1874), *Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge*, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Budapesta, **XXIV**.
6. Ferenczi Șt. (1915), *Das Tertiärbecken von Zlatna — Nagyalmáș*, Földt. Közl., Budapesta, **XLV**, 57—68.
7. Ghițulescu T. P. et Socolescu M. (1940), *Les gisements sédimentaires d'or, d'âge tertiaire dans les Monts Apuseni*, C. R. Inst. Géol. Roum., **XXIV** (1935—1936), 37.
8. — (1941), *Etude géologique et minière des Monts Métallifères*, An. Inst. geol. Rom., **XXI**.
9. Ghițulescu T. P. și Borcoș M. (1966), *Încadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*.
10. Grabau W. Amadeus (1904), *On the classification of sedimentary rocks*, From the amer. Geol. (1904).
11. Ilie M. (1945), *Structura geologică a depresiunii Abrud*, An. Com. geol., **XXV**.
12. Maxim I. (1944), *Forma și timpul de erupție a bazaltelor celor două Detunate*, Rev. Muz. geol. mineral, Univ. Cluj, **VIII** (1943—1944), *1*.
13. Pálfy M. (1912), *Geologische Verhältnisse und Erzgänge der Bergbaue des siebenbürgischen Erzgebirges*, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Budapesta, **XVIII**, *4*.
14. Posepny Fr. (1867), *Studien im Verespataker Erzdistrict*, Verh. d. k. k. geol. R. A., Budapesta, **XVII**, 99.
15. — (1868), *Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges*, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Budapesta, **XVIII**, 53.
16. Semper E. (1900), *Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges*, Abh. d. Kgl. peuss. geol. Landesanstalt, Berlin, N. F., *33*.
17. Ștefan Remus (1964), *Date noi privind structura Bazinului Roșia Montană*, Dări de seamă Com. geol., **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.
18. Ștefan Remus și Stanciu Cosma (1962), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Roșia Montană (Munții Metaliferi)*, Dări de seamă Com. geol., **XLVI** (1958—1959).
19. Tschermak G. (1874), *Die Form und die Verwandlung des Labradorites von Verespatak*, Tschermak's Mineralog. Mitteilungen, 269.

Primit în redacție la 7 iunie 1967

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, București,
Întreprinderea geologică de prospecțiuni a
Comitetului de Stat al Geologiei, București

CALCARUL OOLITIC CU CHAMOSIT ŞI HEMATIT DE LA MUNTEANA (BANAT)*

DE

ANATOL RUSU

55 (05)

Locul numit Munteana, citat adesea în literatura de specialitate, este situat pe malul stîng al Dunării, la circa 3 km în aval de localitatea minieră Cozla (jud. Caraş—Severin) (fig. 1).

Prin particularităţile litologice şi abundenţa de forme fosile, orizontul oolitic feruginos al liasicului de la Munteana a atras atenţia a numeroşi geologi care au cercetat zona Svinița. Dacă lucrări privind geologia regiunii, stratigrafia şi conţinutul paleontologic al depozitelor mezozoice de la Munteana se cunosc începînd de la jumătatea secolului trecut, nu dispunem pînă în prezent de un studiu sistematic de petrografie sedimentară. Unele probleme de litologie a liasicului de aici au fost abordate de Gr. Răileanu (23). Autorul arată că oolitele calcarului liasic inferior sînt predominant feruginoase sau constituite din clorite ferifere, cimentate de un material calcaros impregnat cu oxizi de fier. Într-un orizont superior, al gresiilor vinete-verzui cu *Amalteus margaritatus* (liasic mediu), se identifică prezenţa unor clorite, menţionîndu-se că ar putea să reprezinte chamosit, bavalit sau berthierină şi că pot prezenta şi structuri oolitice.

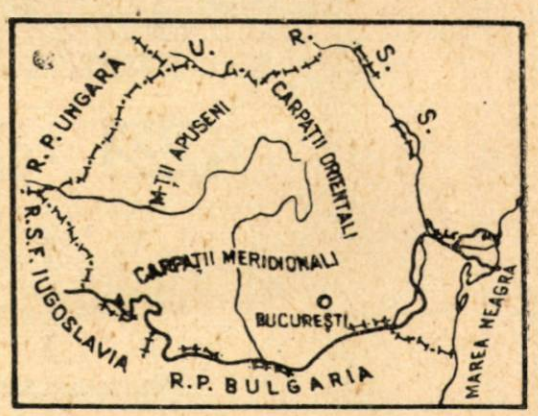


Fig. 1. — Poziţia regiunii Munteana în cadrul ţării.

Referiri la leptocloritele din liasicul zonei Svinița se întîlnesc în tratatul de petrografie a rocilor sedimentare elaborat de V. C. Papiu (18).

* Lucrare susţinută la sesiunea de comunicări ştiinţifice a Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, aprilie, 1962.

DATE STRATIGRAFICE

Orizontul oolitic feruginos reprezintă primul termen al jurasicului din sectorul Munteana şi se dispune transgresiv şi discordant peste piroclastitele de vîrstă permiană. Limita dintre cele două sisteme nu este deschisă observaţiei, astfel că nu cunoaştem tipul de rocă care repauzează

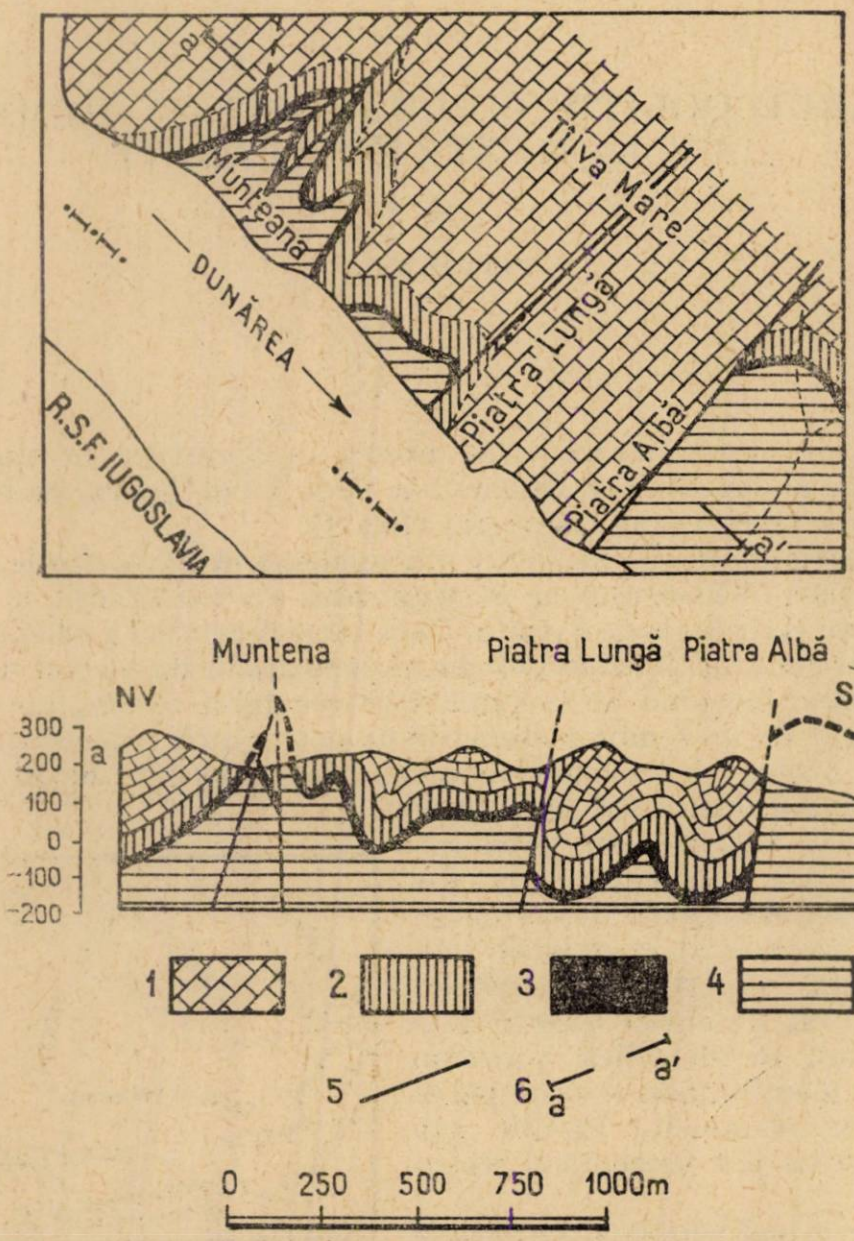


Fig. 2. — Schiţă şi secţiune geologică în regiunea Munteana.

1, Calcare (malm+neocomian); *2*, gresii calcaroase, gresii silicioase, calcare spatice (liasic mediu şi liasic superior + dogger); *3*, calcare oolitice feruginoase (lotharingian); *4*, piroclastite (permian); *5*, falii; *6*, direcţia secţiunii geologice.

direct pe depozitele permiene. Putem face doar o supoziţie pornind de la constatarea că în aflorimentul care face vizibil orizontul oolitic pe grosimea cea mai mare se observă spre bază o creştere procentuală a conţinutului

de material clastic, concomitent cu diminuarea numărului de oolite feruginoase. Nivelul bazal poate fi reprezentat deci printr-o rocă detritică de tipul gresiilor sau microconglomeratelor.

Grosimea orizontului oolitic feruginos este evaluată la circa 12 m, din care 8 m se pot cerceta în aflorimente. Roca este un calcar oolitic feruginos de culoare roşie-vişinie sau cenuşie-verzuie, cu un abundent detritus organogen şi o bogată faună de brahiopode şi lamelibranhiate. Dintre formele cunoscute acestui orizont citäm : *Lobothyris grestenensis* (Suess), *L. punctata* (Sow.), *Spiriferina tumida* Buch., *Tetrarhynchia sirinniae* (Ttz.), *Entolium liasinum* (Nyst), *Plagiostoma gigantea* (Quenst.) (23), (24), (29).

Cu caracterele descrise, acest orizont a fost urmărit în aflorimente a căror continuitate este întreruptă de perdele de grohotiş, pe circa 1 km lungime, între Munteana şi Piatra Lungă (fig. 2). La sud-est de Piatra Albă, spre obîrşia ogaşului Zlebura, acest orizont începe să-şi piardă aspectul tipic de la Munteana ; oolitele chamositice lipsesc, cele hematitice apar accidental, calcarul prinde elemente de cuarţ bine rulat, cu diametrul de 5—10 mm, iar fosilele devin rare.

De la orizontul oolitic feruginos se trece gradat pe verticală la gresii calcaroase şistoase, cenuşii-negricioase, cu intercalaţii de calcare noduloase roci care conţin lamele de leptoclorit şi, cu totul accidental, oolite leptocloritice, de obicei sub formă de fragmente. Pe lîngă o faună de brahiopode şi lamelibranhiate asemănătoare orizontului subiacent, aici se întîlneşte amonitul *Promicroceras planicosta* (Sow.) (23).

Din analiza conţinutului fosil al celor două orizonturi, Gr. Răileanu şi Magdalena Iordan (24) au stabilit echivalenţa acestora cu „calcarele cu brahiopode" de la Cozla, precizînd vîrsta lor lotharingiană.

Urmează în coloana stratigrafică depozitele bogat fosilifere (amoniţi, belemniţi, brahiopode, lamelibranhiate) ale liasicului mediu, reprezentate prin calcare detritice organogene de culoare vineţie-verzuie. Ele se caracterizează din punct de vedere mineralogic prin prezenţa leptocloritelor, uneori în cantitate apreciabilă, fapt remarcat şi de Gr. Răileanu (23).

Liasicului superior (toarcian) i-au fost atribuite calcare grezoase cu amoniţi şi gresii cuarţitice azoice, depozite în care leptocloritul lipseşte.

Remarcăm deci existenţa în liasicul inferior (lotharingian) şi mediu de la Munteana a unui facies geochimic cu leptoclorite, caracteristic atît pentru jurasicul din Iugoslavia şi Bulgaria, cît şi pentru cel din vestul Europei.

STUDIUL MINERALOGIC ŞI PETROGRAFIC

În secţiuni subţiri se constată că roca este un calcar detritic organogen cu două tipuri mineralogice de oolite : chamositice (pl. I, fig. 4) şi hematitice (pl. I, fig. 5).

Variaţiile de facies din timpul sedimentării au dus la o repartiţie diferită a celor două tipuri de oolite în cadrul orizontului, repartiţie pusă în evidenţă de culoarea rocii. Oolitele hematitice au o largă răspîndire

pe orizontală şi pot apărea în întregul orizont, dînd calcarului o nuanţă roşie-vişinie, pe cînd cele chamositice sînt cantonate la partea inferioară şi superioară a lui şi numai local şi în cea medie. Acestea din urmă dau rocii culoarea cenuşie-verzuie.

Oolitele ocupă pe alocuri 37% din volumul rocii, restul revenind liantului, în care cimentul are o dezvoltare redusă. Principalul component al matricei îl reprezintă fragmentele organogene; cu totul subordonat mai apar granule de cuarţ subangular (pl. I, fig. 4), lamele de leptoclorit autigen (pl. I, fig. 6), granule mărunte de hematit şi foarte rar de magnetit. Dintre resturile organice ale matricei menţionăm în ordinea frecvenţei: entroce de crinoizi, plăci de echinizi, fragmente ale cochiliilor de brahiopode şi lamelibranhiate, ale coloniilor de briozoare şi testuri de foraminifere. Dimensiunile acestora nu întrec în mod obişnuit 2 mm, iar gradul lor de rulare este destul de avansat. Calcitul fragmentelor organogene poate fi înlocuit metasomatic (caz observat frecvent la resturile de echinoderme) cu chamosit sau hematit, minerale care pot forma şi umplutura unor testuri de foraminifere. Toate aceste elemente sînt prinse într-un ciment bazal reprezentat prin calcit microcristalin, pigmentat uneori de oxizi de fier.

La oolite se remarcă o structură zonar concentrică, rezultat al depunerilor succesive de material feruginos în jurul unei granule centrale. Inelele de nuanţe diferite se datoresc impurităţilor din materialul oolitic (pl. II, fig. 9) sau gradului de alterare a chamositului, fenomen care face mai evidentă această structură (pl. II, fig. 8). Păturile concentrice de material chamositic sau hematitic îmbracă un nucleu care poate fi reprezentat fie de un rest organic de tipul celor care apar în matrice (pl. III, fig. 12), fie de o granulă minerală: cuarţ, chamosit (pl. III, fig. 13), sau chiar de un fragment oolitic (pl. II, fig. 10). Uneori, acest nucleu are o dezvoltare mare şi este îmbrăcat într-o peliculă subţire de material oolitic; alteori este marcat doar printr-o pigmentaţie difuză cu trecere gradată la învelişul zonar sau nu apare de loc. Ultimul caz este explicat prin secţionarea oolitului excentric faţă de nucleu.

Dăm în continuare descrierea detaliată a celor două tipuri mineralogice de oolite.

Oolitele chamositice. Chamositul a fost semnalat la noi în ţară de A. Andronescu şi colab. (1) în zăcămîntul de la Ilba-Handal (jud. Maramureş), mineral a cărui prezenţă aici este calificată în *Mineralogia topografică a României* (22) ca îndoielnică. Singura menţiune făcută de autori (1): „clorit cu conţinut ridicat de TiO_2" reprezintă într-adevăr un argument neconvingător pentru existenţa chamositului în acest zăcămînt.

Chamositul este un leptoclorit (termen generic pentru cloritele ferifere) din grupa pseudocloritelor (în clasificarea lui N. M. Strahov din 1957), a cărui formulă chimică, diferită de altfel de la autor la autor, ar fi: Si_3AlO_{10} (OH) $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_3 - (Mg, Fe)_3$ (O, OH)$_6$, din (26).

Găsind cîteva lamele mai dezvoltate şi proaspete de chamosit, care apar în matrice sau formează nucleul unor oolite, considerăm că nu este lipsită de interes o scurtă descriere a acestui mineral. Lamelele de chamosit observate în secţiuni subţiri au de obicei o formă dreptunghiulară şi prezintă clivaj bun după faţa (001). Mineralul se caracterizează printr-un pleocroism evident, avînd culoarea verzuie după (*ng*) şi verde pal-gălbui

în celelalte poziţii, culori care capătă o nuanţă brunie în zonele mai alterate. În lumina polarizată se remarcă extincţia dreaptă şi birefringenţa ridicată de ordinul I (culoare verde-gri-albăstruie, mascată în parte de culoarea intensă a mineralului). Planul axelor optice se află în planul $np-ng$; mineralul este biax negativ cu 2 V foarte mic.

Deoarece determinările optice ale cloritelor nu sînt totdeauna concludente, pe pulberea oolitelor separate sub lupă s-a executat o analiză roentgenografică [1], care a pus în evidenţă prezenţa unui leptoclorit de 7 Å

Tabelul nr. 1

Rezultatele analizelor roentgenografice ale chamositului şi hematitului de la Munteana, comparate cu date din literatură

Cameră Debye-Scherer, ∅ 57,3 mm, anticatod Fe, fără filtru.

Chamosit Munteana A. Rusu*		Chamosit feros Corby G. W. Brindley—R. F. Youell (1953)		Hematit Munteana A. Rusu*		Hematit Kutimsk V. I. Miheev (1957)	
d Å	I	*d* Å	I	*d* Å	I	*d* Å	I
7,8820	3	—	—	7,0285	3	—	—
7,0700	10	7,105	ft	4,4625	1	—	—
4,6304	5	4,67	m —	4,0499	1	—	—
4,1870	1	4,295	s —	3,8845	1	—	—
3,8740	5	3,927	s	3,6845	5	3,65	3
3,5153	9	3,546	ft	3,5047	2	—	—
3,3140	3	—	—	3,3231	2	—	—
3,0210	8	3,060	s —	2,9976	5	2,98	2
2,7780	2	2,704	m —	2,7792	3	2,759	3
2,6653	2	—	—	2,6957	10	2,694	10
2,5084	10	2,520	ft	2,5308	10	2,513	10
2,2730	2	—	—	2,4383	2	2,438	3
2,1315	4	2,147	mt	2,2773	6	2,203	6
1,9062	2	—	—	2,0851	2	2,03	1
1,8675	2	—	—	2,0340	2	—	—
1,7572	3	1,775	m	1,8702	4	—	—
1,7120	3	—	—	1,8384	6	1,842	7
1,5978	3	—	—	1,7642	1	—	—
1,5539	7	1,560	mt	1,6950	8	1,692	8
1,5171	5	1,523	m —	1,6396	2	1,638	2
1,4754	2	1,478	m	1,6052	5	1,602	3
1,4205	2	1,429	s +	1,5552	2	—	—
—	—	1,413	fs	1,5187	2	—	—
1,3177	1	1,324	s +	1,4890	7	1,481	7
				1,4550	7	1,455	7
				1,3489	2	1,353	3
				1,3124	4	1,308	2
				1,2636	3	1,258	3
				1,1942	2	1,188	1
				1,1676	2	1,161	1
				1,1400	3	1,141	2
				1,1067	4	1,101	3
				1,0596	3	1,054	3

* Analist: R. Giuşcă.

[1] Analizele roentgenografice au fost executate de R. Giuşcă, căruia îi aducem pe această cale sincere mulţumiri.

(pl. IV, fig. 16), echidistanță principală caracteristică pseudocloritelor. Prin comparație cu datele din literatură (tabelul nr. 1), conchidem că la Munteana avem de-a face cu un chamosit, corespunzînd chamositului feros de la Corby (Northamptonshire — Anglia) (5). Reflexele care apar în plus pe roentgenograma noastră, majoritatea de intensitate redusă, se datoresc impurității materialului supus analizei.

Pentru o caracterizare mai completă a chamositului s-au efectuat analize termice diferențiale [2] atît pe oolite chamositice separate din calcar,

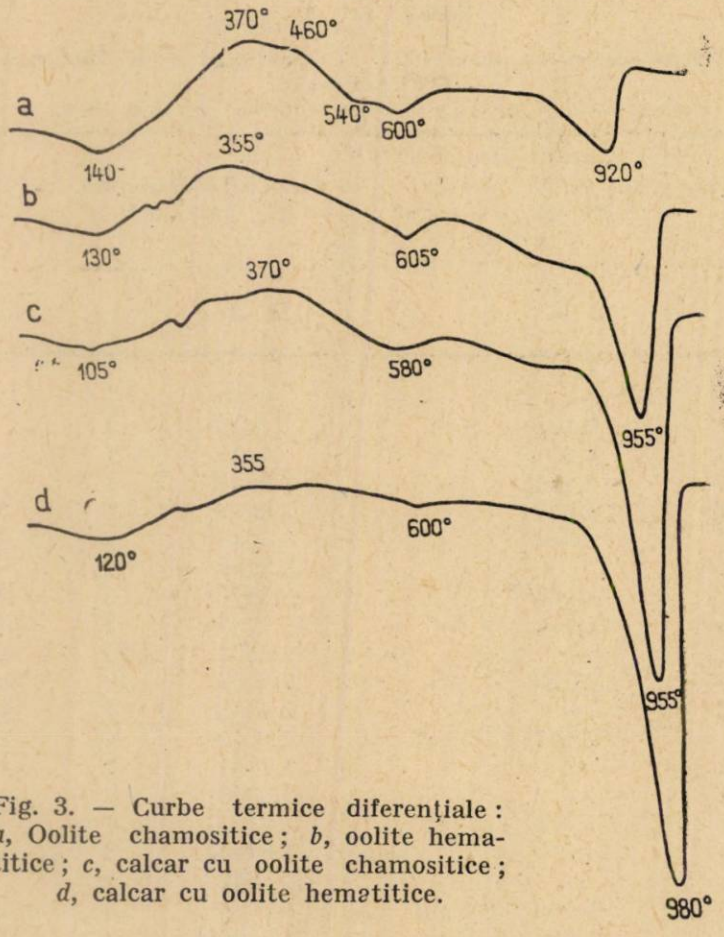


Fig. 3. — Curbe termice diferențiale : *a*, Oolite chamositice ; *b*, oolite hematitice ; *c*, calcar cu oolite chamositice ; *d*, calcar cu oolite hematitice.

cît și pe rocă. Curbele termice diferențiale rezultate (fig. 3, *a* și *c*) pun în evidență efectele termice caracteristice chamositului : un croșet exotermic la 370°C și unul endotermic, mai slab, marcat la 540°C. În diagrame mai apar efecte endotermice la 580—605°C, care ar putea corespunde cuarțului (ușor deplasate) sau sideritului, și croșete puternice la 920—955°C, caracteristice calcitului.

Efectele date de chamositul supus unui tratament termic se datoresc, după G. W. Brindley și R. F. Youell (5), următoarelor fenomene : la temperatura de 370°C Fe trece printr-o reacție de oxidare de la stadiul feros la cel feric ; la 450—500°C, chamositul feric trece în stare

[2] Analizele termice au fost executate de O. Anton, căruia îi aducem mulțumirile noastre.

amorfă ; pornind de la 550°C, începe recristalizarea hematitului, recristalizare care se desăvîrşeşte la temperatura de 600°C.

Chamositul apare în rocă sub trei aspecte : a) criptocristalin, formînd învelişul oolitelor ; b) ca granule, relativ dezvoltate, în matrice şi în centrul unor oolite şi c) înlocuind metasomatic calcitul fragmentelor organice.

Menţionăm că oolite chamositice nu se cunosc pînă în prezent în alte regiuni din ţară. Ele sînt însă bine cunoscute în zăcămintele de fier din R. S. F. Iugoslavia (20) şi din R. P. Bulgaria (2), (17), uneori cantonate la acelaşi nivel cu cele de la Munteana.

La oolitele chamositice separate sub lupă se constată o formă lenticulară, uneori destul de aplatisată. Acest aspect morfologic se datoreşte faptului că, materialul chamositic fiind plastic, oolitele suferă deformări prin tasarea sedimentelor. Uneori se ajunge la adevărate spastolite (pl. III, fig. 15), alteori acţiunile mecanice suferite în timpul diagenezei sau epigenezei au dus la diaclazări şi decorticări ale oolitelor (pl. II, fig. 8). Oolitele chamositice au dimensiuni cuprinse între 0,3 şi 1 mm, cele mai frecvente avînd diametrul de 0,5 mm.

Materialul chamositic care formează zona corticală a oolitelor poate trece prin oxidare în hematit sau poate fi înlocuit diagenetic de carbonat (probabil siderit). Nu se observă cazuri în care leptocloritul să fie acela care să înlocuiască materialul hematitic sau carbonatic al oolitelor.

Din observaţiile făcute asupra chamositului din orizontul oolitic feruginos reiese clar că acest mineral este autigen şi că oolitele chamositice sînt de natură primară. Oolitele se comportă ca oricare alt component detritic al rocii.

Oolitele hematitice. Materialul hematitic al oolitelor a fost supus aceloraşi analize ca şi cel chamositic.

Debyeograma obţinută pe materialul hematitic (pl. IV, fig. 17) corespunde unui hematit comparabil cu cel din zăcămîntul Kutimsk (Uralul de nord — U.R.S.S.), prezentat de V. I. Miheev (16) după datele lui G. A. Kovalev (tabelul nr. 1). Ca şi la chamosit, în afară de reflexele caracteristice hematitului, mai apar o serie de linii de intensităţi reduse datorate materialului străin care alcătuieşte nucleele oolitului.

Analizele termice diferenţiale, executate pe oolitele hematitice şi pe roca cu aceste oolite, au căutat să pună în evidenţă eventuala existenţă a unor oxizi hidrataţi sau hidroxizi de fier, cunoscut fiind că hematitul nu dă nici un efect termic. Alura picului endotermic de la 605°C (fig. 3, *b*), urmat de un uşor efect exotermic la aproximativ 665°C, aminteşte curba termică diferenţială caracteristică sideritului. Unele efecte termice, slab marcate, nu exclud posibilitatea existenţei goethitului (în cantitate redusă). Şi aici, ca şi în cazul chamositului, principalul efect este dat de calcit, cu un croşet caracteristic marcat la 955—980°C.

Din analizele chimice efectuate pe calcarul cu oolite hematitice reiese o creştere a conţinutului de fier dinspre bază pînă în partea medie a orizontului, de unde spre partea superioară concentraţia lui scade.

Studiul în secţiuni subţiri ne-a condus la concluzia originii duble a oolitelor hematitice, fie primară, fie secundară. Macroscopic nu se poate face o diferenţă între calcarul cu hematit primar şi cel secundar şi deci nu

este posibilă separarea pe teren a unui nivel cu oolite hematitice de un anumit tip.

— Oolitele hematitice de origine primară au dimensiuni cuprinse între 0,3 şi 1,2 mm, cele mai frecvente fiind de 0,8 mm (deci mai dezvoltate decît oolitele chamositice). Privite sub lupă, oolitele au o culoare roşie-cărămizie, tentă ce o împrumută şi rocii în care sînt cantonate, şi prezintă în general o formă ovoidală. Fiind mai rigide, aceste oolite nu se pretează la deformări mecanice; se întîlnesc frecvent fisurări sau decorticări, dar niciodată spastolite.

De reţinut prezenţa în rocă, alături de oolite, a unor granule detritice de hematit care nu au structură zonară (pl. III, fig. 14). Ele prezintă un interes deosebit privind geneza materialului hematitic din aceste calcare.

Matricea şi cimentul rocii nu diferă în general de cele ale calcarului cu oolite chamositice. Semnalăm prezenţa în matrice , şi niciodată în oolite, a unor granule fine de magnetit. El a fost recunoscut în secţiuni lustruite. Tot în secţiuni lustruite se observă foarte bine structura zonar-concentrică a oolitelor hematitice, oolite care în secţiuni subţiri apar opace (pl. I, fig. 7).

După cum am amintit, hematitul poate apărea în rocă înlocuind metasomatic fragmentele de organisme, în special echinoderme (pl. III, fig. 12) sau în interiorul testurilor de foraminifere.

Forma şi mărimea oolitelor, faptul că hematitul apare compact, prezenţa granulelor detritice de hematit, a unor nuclee de chamosit proaspăt cu limite nete în oolitele hematitice, precum şi absenţa cimentului hematitic sînt caractere care atestă originea primară a unor oolite hematitice şi le deosebesc de cele secundare.

Este cazul să menţionăm că tot de origine primară trebuie considerate şi oolitele, la care se observă o alternanţă de pături hematitice şi chamositice cu limite tranşante. Acest fapt a fost explicat de G. Berg (citat după (18)) prin schimbarea sarcinii electrice a oolitului în timpul formării lui.

— Oolitele hematitice de origine secundară se formează prin trecerea chamositului în hematit; stadiile înlocuirii unui mineral cu altul au fost puse în evidenţă prin studiul secţiunilor subţiri. Chamositul suferă o alterare, îşi pierde din limpezime şi de obicei oolitul îşi formează un inel periferic de hematit (pl. II, fig. 11); este stadiul incipient de transformare. Cu timpul hematitul ajunge să invadeze întregul oolit, fără a fi atît de compact şi de opac ca hematitul de origine primară. Structura zonară se observă la aceste oolite şi în lumina transmisă. Oolitele hematitice secundare au o culoare brunie-roşcată, iar morfologic şi ca dimensiuni se aseamănă cu oolitele chamositice.

★

Principalul proces diagenetic care a afectat oolitele după înglobarea lor în sediment a fost acela de înlocuire a chamositului şi hematitului cu carbonat, pe care noi îl presupunem a fi siderit. Oricît ar părea de curios, această înlocuire are loc cel mai frecvent dinspre centrul oolitului, mai rar de la periferie sau pe zone concentrice intermediare (pl. II, fig. 8). Dezvoltarea largă a carbonatului care şterge structura concentrică a ooli-

telor, cînd din ea nu rămîne decît o zonă corticală subţire, duce la aspecte pseudoolitice.

În unele cazuri, sideritul formează în jurul oolitelor o coroană de cristale dispuse perpendicular pe suprafaţa acestora. Oriunde apare, sideritul are o structură mozaicată proprie şi nu păstrează vechile limite ale mineralului pe care l-a substituit. Caracterul lui de mineral secundar este evident.

În unele porţiuni ale orizontului, epigeneza şi alteraţia au dus la redistribuiri ale elementelor în rocă, traduse prin formarea unor plaje întinse de hematit şi limonit, care înlocuiesc matricea şi cimentul rocii.

CONDIŢIILE DE FORMARE A OOLITELOR FERUGINOASE

Calcarele oolitice de la Munteana, în special cele mai bogate în fier — conţinînd peste 10% Fe — pot fi considerate roci ferolitice (18). În orice caz, conţinutul lor în fier depăşeşte media de 4%, cît se consideră că conţin rocile sedimentare în general, întrecînd cu mult conţinutul în fier al calcarelor obişnuite.

Pentru formarea unor roci ferolitice este necesară o oarecare concentraţie a fierului în apa mării. Sursa de fier trebuie căutată în cazul de faţă pe uscat, în formaţiunile preexistente, şi dintre acestea cele mai apte de a furniza elementul Fe ar fi corpurile bazice şi depozitele permiene din regiune. Serpentinitele de Tişoviţa — Eibenthal şi gabrourile de Iuţi — Plavişeviţa sînt situate la 10—15 km de Munteana şi conţin uneori peste 7% Fe (3).

În climatul umed şi cald al liasicului, dovedit de existenţa unei flore exuberante, au existat condiţii care să permită apariţia, în regiunile emerse, a unei cruste ferolitice capabile de a furniza elemente ca : Fe, Al, Si şi Mg, necesare formării leptocloritului. Apele curgătoare au transportat aceste elemnte fie sub formă coloidală — fierul, aluminiul, siliciul —, fie în soluţie —, magneziul.

Considerînd evoluţia întregului bazin instalat aici în timpul mezozoicului, remarcăm că sînt prezenţi aproape toţi termenii seriei virtuale generale stabilite de A. Lombard ((15), p. 270). Depozitele feruginoase de la Munteana reprezintă faza metalogenetică din evoluţia bazinului, succedînd depozitelor coloidale (argilele liasicului inferior de la Cozla şi Bigăr), şi sînt urmate în succesiunea normală de depozite carbonatate.

Din întreaga zonă Sviniţa, doar în sectorul Munteana au existat condiţiile fizico-chimice necesare formării oolitelor chamositice şi hematitice. La crearea acestor condiţii, un rol important credem că l-a jucat ingresiunea, care a avut loc aici la începutul lotharingianului.

Variaţiile faciale din lungul orizontului oolitic, abundenţa resturilor de organisme şi triturarea lor pronunţată, o sortare bună, precum şi frecventele remanieri intraformaţionale indică o zonă litorală dezmembrată, cu o agitaţie relativ puternică a apelor. Remanierile intraformaţionale sînt marcate prin prezenţa fragmentelor oolitice, care formează nucleul altor oolite, a testurilor de foraminifere sau a plăcilor de echinizi, umplute, respectiv înlocuite, cu un material feruginos, prinse în oolite formate din celălalt material. Cu toată apropierea de ţărm, aportul de material clastic a fost redus.

Prezența în aceeași rocă a hematitului și chamositului, minerale care aparțin la faciesuri geochimice diferite (faciesului roșu și, respectiv, faciesului sideritic) (28), ar putea fi pusă și ea pe seama remanierii și probabil i se datorește în oarecare măsură. Dar avem cazuri în care un același oolit este format, după cum s-a arătat, din zone concentrice succesive de hematit și chamosit. Experiențele de laborator (8) au arătat că, spre valoarea 7 a pH-ului, oxizii și hidroxizii de fier pot coexista cu silicații. Cum studiul asociației lor mineralogice din mai multe zăcăminte de fier americane a arătat condiții favorabile pentru depunerea fierului la pH-uri cuprinse între 7 și 7,8, considerăm că și în timpul depunerii ferolitelor de la Munteana au existat condiții asemănătoare de pH. Aceste valori corespund unui mediu marin cu tendință lagunară, realizat probabil prin aportul de ape dulci de pe continent. Formarea oxizilor și a hidroxizilor sau a silicaților de fier rămîne să fie controlată de potențialul de oxidoreducere. Acesta la rîndul său depinde, în cea mai mare măsură, de conținutul în oxigen din apa mării și de cantitatea de carbon organic ce intră în sediment, variind cu adîncimea. Fauna bentonică, abundentă în depozitele de la Munteana, avea nevoie de un redoxipotențial cu valori pozitive. Eh-uri negative nu se realizau decît în interiorul sedimentului.

În unele regiuni din Bulgaria (17) s-a putut urmări o depunere pe zone a mineralelor ferifere, începînd cu oxizii lîngă țărm, trecînd printr-o zonă cu leptoclorite și ajungîndu-se la siderite spre extremitatea dinspre larg a shelfului. Regiunea Munteana s-ar plasa în zona de îndințare dintre faciesul oxizilor și al leptocloritelor, zona mai îndepărtată de țărm fiind reprezentată probabil de gresiile marnoase-negricioase cu sferosiderite de la Pietrele Albe — Bigăr (23).

În legătură cu geneza oolitelor există două concepții : unii autori susțin formarea lor singenetică, alții diagenetică. În cazul oolitelor de la Munteana, comportamentul lor clastic este indubitabil. Or, pentru a se depune ca și ceilalți componenți detritici ai rocii, ele trebuiau mai întîi să se formeze. Amestecul mecanic al oolitelor hematitice și chamositice, prezența unor fragmente de oolite ca nuclee în altele, existența unei stratificații marcată de oolite nu pot fi explicate decît admițînd depunerea lor într-un mediu lichid.

Desigur, originea lor singenetică nu contrazice o evoluție ulterioară. Încă înainte de depunere, unele oolite chamositice au putut să sufere oxidări pînă la trecerea la hematit, proces ce s-a putut continua și mai tîrziu. Principalul proces diagenetic este cel de înlocuire a hematitului și chamositului cu carbonat (siderit?) și formarea granulelor de magnetit, proces necesitînd un Eh negativ realizat prin înglobarea în sediment a unei cantități de materie organică.

Evoluția materialului feruginos de la Munteana poate fi schematizată astfel :

soluția marină bogată în Fe — funcție de Eh și pH

- hematit primar — înlocuit cu carbonat → siderit secundar
- chamosit
  - oxidare → hematit secundar — înlocuit cu carbonat → siderit secundar
  - înlocuit cu carbonat → siderit secundar

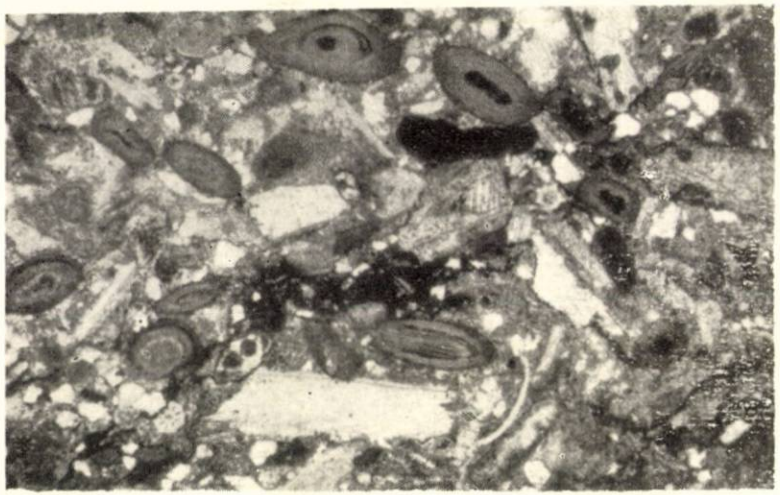


Fig. 4. — Calcar detritic organogen cu oolite chamositice (nicoli ‖ ; × 20).

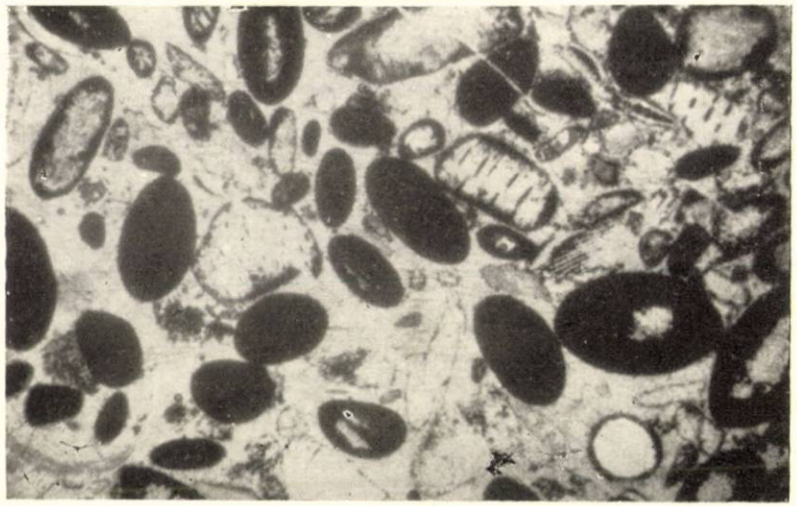


Fig. 5. — Calcar detritic organogen cu oolite hematitice (nicoli ‖ ; × 20).

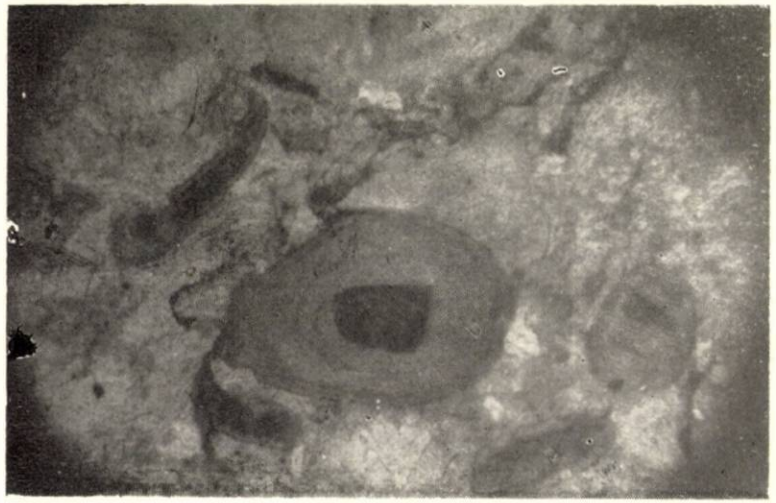


Fig. 6. — Oolite și granule chamositice (nicoli ‖ ; × 42).

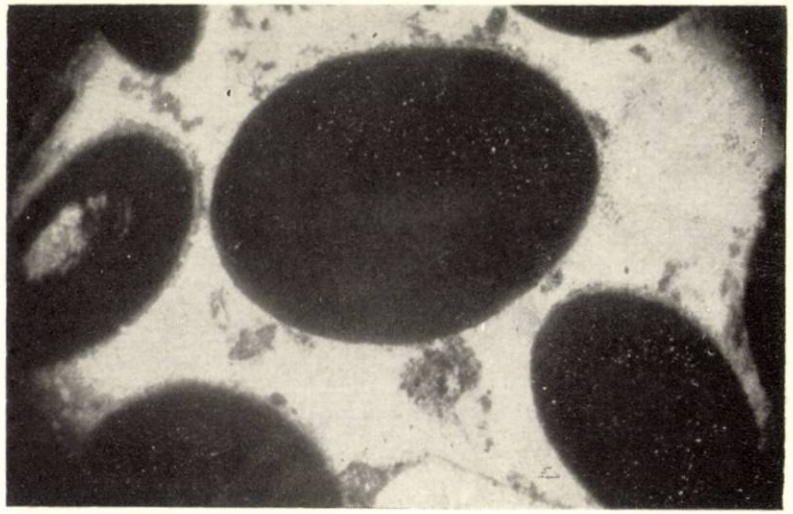


Fig. 7 — Oolite hematitice de origine primară (nicoli ‖; × 42)

Fig. 8. — Oolite chamositice cu zone concentrice de siderit secundar; chamositul este ușor alterat (nicoli ‖ ; × 42).

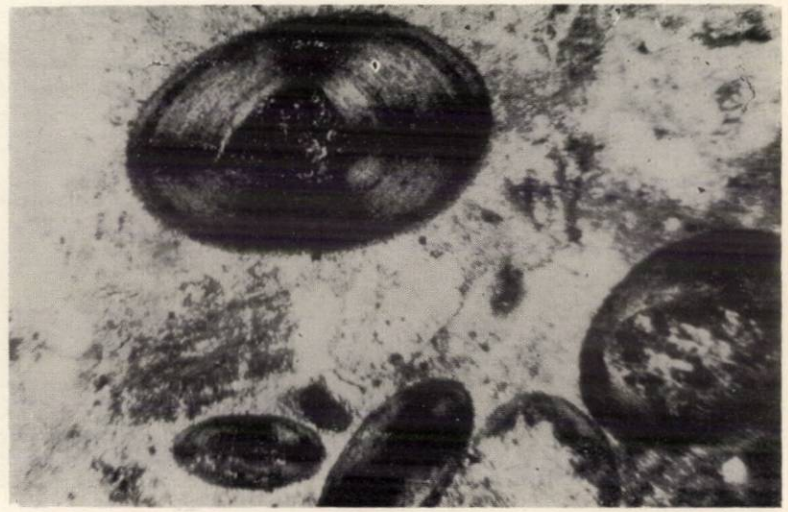


Fig. 9. — Extincția în cruce a oolitelor chamositice privite în lumină polarizată (nicoli + ; × 50).

Fig. 10. — Oolite chamositice. Se observă nucleul reprezentat de un fragment oolitic (nicoli ‖ ; × 65).

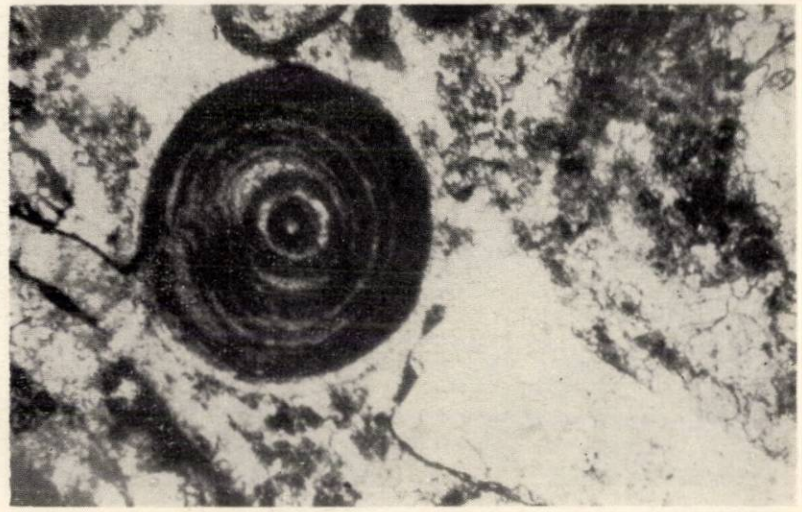


Fig. 11. — Oolit hematitic secundar cu zone concentrice de chamosit și de siderit secundar (nicoli ‖ ; × 65).

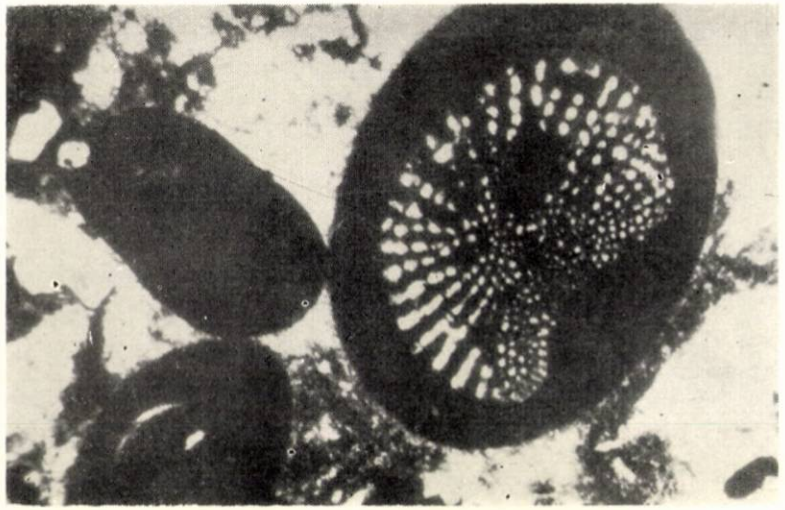


Fig. 12. — Oolit hematitic avînd ca nucleu un fragment organogen (nicoli ‖ ; × 65).

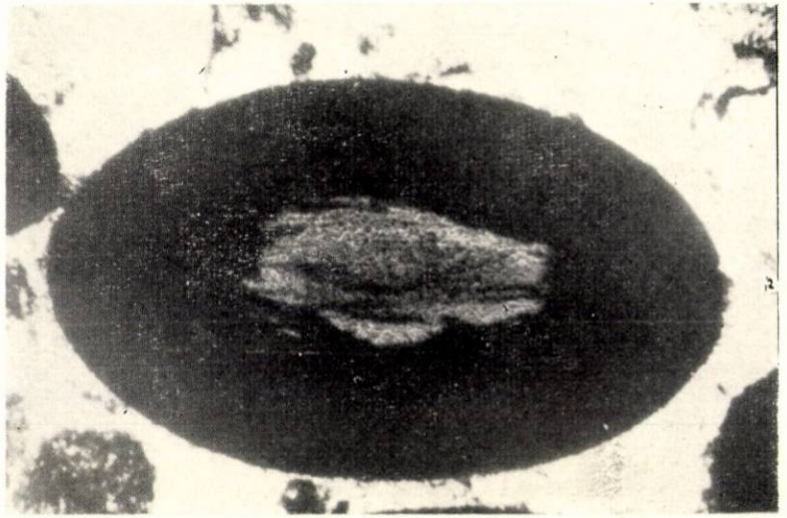


Fig. 13. — Oolit hematitic avînd ca nucleu un granul de chamosit (nicoli ‖ ; × 65).

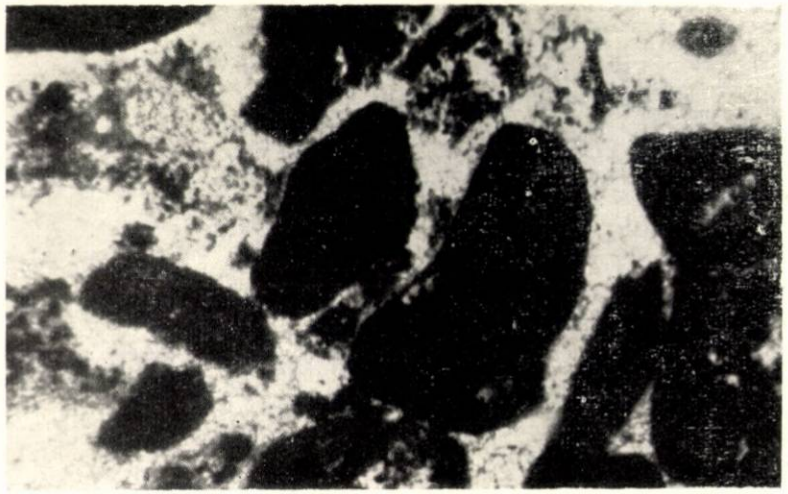


Fig. 14. — Granule de hematit primar (nicoli ‖ ; × 65).

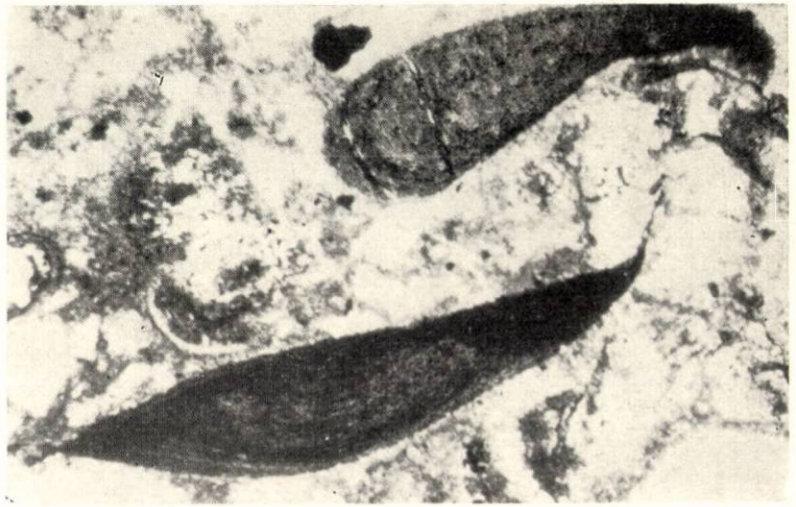


Fig. 15. — Oolite chamositice deformate (spastolite) (nicoli ‖ ; × 65).

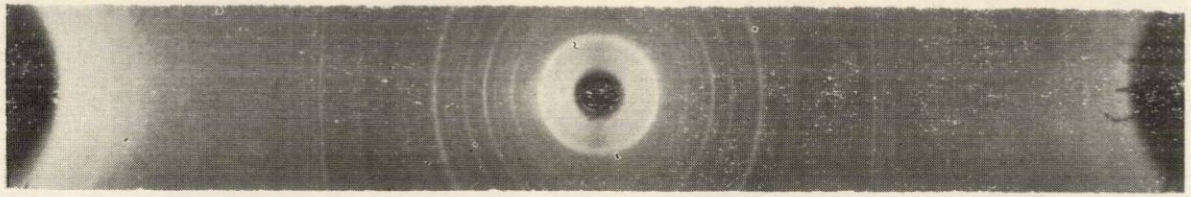


Fig. 16. — Roentgenograma chamositului de la Munteana.

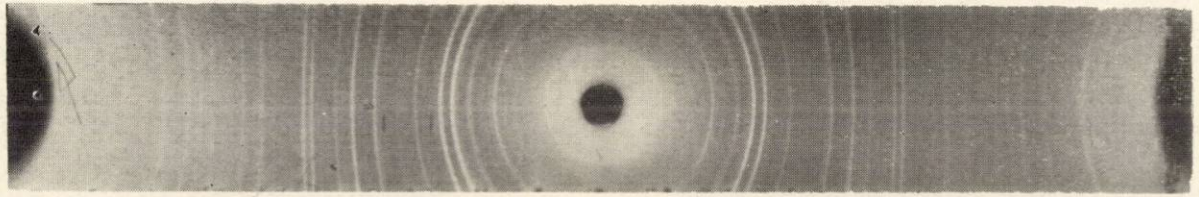


Fig. 17. — Roentgenograma hematitului de la Munteana.

Pentru simplificare am vorbit întotdeauna de hematit, forma sub care cunoaştem în prezent materialul oolitic. Este foarte probabil ca iniţial fierul să se fi depus ca hidrogoethit, goethit sau hidrohematit, forme mineralogice care prin deshidratare să treacă în hematit.

Alteraţia superficială a dus la transformarea mineralelor ferifere în limonit, care difuzează în rocă ştergînd conturul oolitelor, formînd pe alocuri cuiburi de limonit şi dînd rocii o tentă roşietică-brunie, aspect sub care se prezintă calcarul oolitic feruginos la suprafaţa aflorimentelor.

LE CALCAIRE OOLITHIQUE À CHAMOSITE ET HÉMATITE DE MUNTEANA (BANAT)

RÉSUMÉ

Les calcaires oolithiques ferrugineux de Munteana affleurent sur la rive gauche du Danube, en aval de la localité Cozla. L'horizon oolithique ferrugineux, ayant une épaisseur d'environ 12 m, est disposé transgressivement et discordant sur les pyroclastites permiennes. Une riche faune de Brachiopodes et de Lamellibranches atteste l'âge lotharingien.

Du point de vue pétrographique, la roche correspond à un calcaire détritique organogène à oolithes chamositiques ou hématitiques, qui confèrent à la roche la couleur gris-verdâtre, respectivement rouge-griotte.

La chamosite, présente sous forme cryptocristalline dans la couverture des oolithes, ou comme des lamelles bien développées dans le noyau des oolithes ou dans la matrice, a été étudiée en coupes minces et a été soumise aux analyses A.T.D. et aux rayons X. On a mis ainsi en évidence une leptochlorite à une équidistance de 7 Å (le groupe des pseudochlorites), correspondant à la chamosite de Corby (Northamptonshire). Sur le diagramme thermique différentiel on surprend les effets thermiques caractéristiques à la chamosite.

De cette manière, on a prouvé pour la première fois l'existence de la chamosite sur le territoire de la Roumanie.

Le matériel des oolithes hématitiques a été soumis aux mêmes analyses. Le roentgénogramme a indiqué la présence d'une hématite, comparable à celle du gisement Kutimsk (Oural).

Les oolithes chamositiques sont d'origine primaire tandis que celles hématitiques peuvent être soit primaires, soit secondaires.

La source de Fe doit être cherchée sur le continent et nous considérons que les serpentinites et les gabbros du voisinage ont été les roches les plus aptes à fournir les éléments nécessaires pour la formation des minéraux ferrifères.

Les calcaires oolithiques ferrugineux sont formés dans la zone de shelf, proche du rivage, où l'apport d'eau douce a abaissé le pH à des valeurs comprises entre 7 et 7,8, propices pour la formation des dépôts d'oxydes et de silicates de fer. L'Eh, qui devrait être faiblement positif, a contrôlé la formation de l'un ou de l'autre de ces deux composants. On admet que les oolithes hématitiques et chamositiques se formaient d'une manière concomitante dans des zones différentes du shelf, pouvant être ultérieurement mélangées. Pour les oolithes ferrugineuses de Mun-

teana le comportement détritique est évident et, par conséquent, on doit admettre leur origine syngénétique. Nous ne nions pas une évolution ultérieure de la formation des oolithes. Elle consisterait dans le passage de la chamosite à l'hématite, dans la formation diagénétique de la magnétite et le remplacement de l'hématite et de la chamosite avec du carbonate.

BIBLIOGRAFIE

1. Andronescu A., Bădescu I. şi Duma A. (1962), *Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului Ilba — Handal*, Rev. minelor, **XIII**, *9*.
2. Atanasov G. (1961), *Vărhu mineralnia sästav na leptohloritovite sedimentni v iurata*, Izv. na Gheol. inst. na BAN, Sofia, 9.
3. Bercia I. şi Bercia Elvira (1962), *Contribuţii la studiul serpentinitelor din Banatul de sud*, An. Com. geol., **XXXII**.
4. Brindley G. W. (1951), *The crystal structure of some chamosit minerals*, Miner. Mag., Londra, **XXIX**, *212*.
5. Brindley G. W. a. Youell R. F. (1953), *Ferrous chamosit and ferric chamosit*, Miner. Mag., Londra, **XXX**, *220*.
6. Bubenicek L. (1961), *Recherches sur la constitution et la répartition du minerai de fer dans l'Aalénien de Lorraine*, Sciences de la Terre, Nancy, **VIII**, *1—2*.
7. Caillère S. et Hénin S. (1953), *Extraction et étude du phyllites de minerais de fer*, XIXe Congr. géol. intern., Alger, 1952, C. R., fasc. 18.
8. Caillère S., Hénin S. et Esquevin J. (1955), *Synthèse à basse température de quelques minéraux ferrifères (silicates et oxydes)*, Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall., Paris, **78**, *4—6*.
9. Caillère S. et Kraut Fr. (1953), *Considérations sur la genèse des minerais de fer oolithique Lorrains*, XIXe Congr. géol. intern., Alger, 1952, C. R., fasc. 10.
10. Carozzi A. V. (1960), *Microscopic sedimentary petrography*, John Wiley & Sons, Inc., New York.
11. Cayeux L. (1922), *Les minerais de fer oolithique de France*, fasc. II, Minerais de fer secondaires, Paris.
12. Codarcea Al. (1940), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi.*, Ann. Inst. Géol., **XX**.
13. Courty G. (1959), *Contribution à l'étude du minerai de fer de May-sur-Orne (Calvados)*, Bull. Soc. géol. Fr., série 7, **I**, *5*.
14. Destombes J. (1959), *Les minerais de fer oolithiques ; idées actuelles sur leur structure et leur genèse*, Mines et Géologie, Rabat, *6*.
15. Lombard A. (1956), *Géologie sédimentaire*, Masson et Cie, Paris — Liège.
16. Miheev V. I. (1957), *Renghenometriceschii opredeliteli mineralov*, Gosgheoltehizdat, Moscova.
17. Nacev Iv. (1960), *Iurschite sedimenti jelezni rudi v Troiansco — Tetevensco*, Izv. na Gheol. inst. na BAN, Sofia, **8**.
18. Papiu V. C. (1960), *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
19. Pettijohn F. J. (1957), *Sedimentary rocks*, ed. a 2-a, Harper & Brothers, New York.
20. Protić M. (1956), *Mineraloşco — gheoloşca studiia oolitnih ruda gvojşcia Srbiie*, Gheol. an. Balc. Pol., Belgrad, **XXIV**.
21. Rădulescu D. (1965), *Petrografia rocilor sedimentare*, ed. a 2-a, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
22. Rădulescu D. şi Dimitrescu R. (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei, Bucureşti.
23. Răileanu Gr. (1953), *Cercetări geologice în regiunea Svinița — Faţa Mare*, Bul. şt. Acad. R.P.R., Secţ. şt. biol.-agronom., geol. şi geogr., **V**, *2*.
24. Răileanu Gr. şi Iordan Magdalena (1964), *Studiul brachiopodelor liasice din zona Svinița*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *1*.
25. Rivière A. (1942), *Données expérimentales sur les conditions physico-chimiques de la sédimentation ferrugineuse en milieu marin*, C. R. somm. Sci. Soc. géol. Fr., fasc. 1—2.

26. ROUBAULT M. (1963), *Détermination de minéraux des roches au microscope polarisant*, Editions Lamarre — Poinat, Paris.
27. STRAHOV I. M. (1953), *Diaghenez osadcov i ego znacenie dlia osadocinogo rudoobrazovania*, Izv. AN SSSR, Moscova, ser. gheol, **5**.
28. STRAHOV N. M. şi ZALMANZON E. S. (1955), *Repartiţia formelor mineralogice autigene ale fierului în rocile sedimentare şi importanţa ei pentru litologie*, Anal. rom.-sov., Seria geol.-geogr., *3*.
29. TIETZE E. (1872), *Geologische und paläontologische Mitteilungen aus dem südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes*, Jahrb. d. k. k. geol. R. A., Viena, **XXII**.
30. VINOGRADOV C., BARBU I. Z. şi HESSELMAN A. (1963), *Contribuţii la cunoaşterea zăcământului sedimentar de fier de la Căpuş (reg. Cluj)*, St. cerc. geol., **VIII**, *2*.

Primit în redacţie la 24 martie 1967

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România,
Bucureşti

CORELAȚIILE DINTRE PARTICULARITĂȚILE MORFOLOGICE ALE CAVITĂȚILOR CU INCLUZIUNI FLUIDE DIN MINERALE ȘI TEMPERATURA DE CRISTALIZARE A MINERALELOR*

DE

V. POMÎRLEANU și A. MOVILEANU

55 (05)

Cunoașterea condițiilor fizico-chimice de formare a mineralelor prezintă o deosebită importanță pentru descifrarea genezei zăcămintelor de minerale utile, precum și pentru clarificarea proceselor postmineralizante care au acționat asupra zăcămintelor.

Pornind de la aceste considerații, încă de mult numeroși cercetători au căutat pe diferite căi să aducă contribuții în această problemă.

Dintre toate criteriile folosite pînă în prezent în scopul determinării temperaturii, presiunii și concentrației soluțiilor mineralizante, rezultatele cele mai bune s-au obținut utilizînd cavitățile cu incluziuni fluide din diverse minerale. Se presupune că aceste incluziuni sînt în mare parte resturi de soluții mineralizante.

În lucrarea de față, bazîndu-se pe o serie de date din literatura de specialitate, precum și din numeroase date și observații personale, obținute în decursul a mai multor ani, autorii arată că o serie de detalii morfologice privind incluziunile fluide sînt în legătură directă cu condițiile de cristalizare a mineralelor, în special cu temperatura de formare a acestora.

Dintre aspectele morfologice ale incluziunilor fluide la care se referă obiectul acestei lucrări semnalăm: poziția pe care o ocupă incluziunile fluide în cristale, forma și mărimea cavităților cu incluziuni și raportul dintre faza de vapori și cea lichidă din incluziuni.

---

* Comunicare prezentată la sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România din 28—30 aprilie 1966.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 391—398, București, 1968

1. POZIŢIA CAVITĂŢILOR CU INCLUZIUNI FLUIDE DIN MINERALE

Dependenţa dintre poziţia pe care o ocupă incluziunile fluide într-un cristal şi temperatura de cristalizare a acestuia a fost semnalată de diverşi cercetători, printre care menţionăm pe W. S. Twenhofel (8) şi N. P. Ermakov (2).

W. S. Twenhofel, determinînd temperatura de cristalizare a unui cristal de fluorină, a constatat că în partea centrală a cristalului tem-

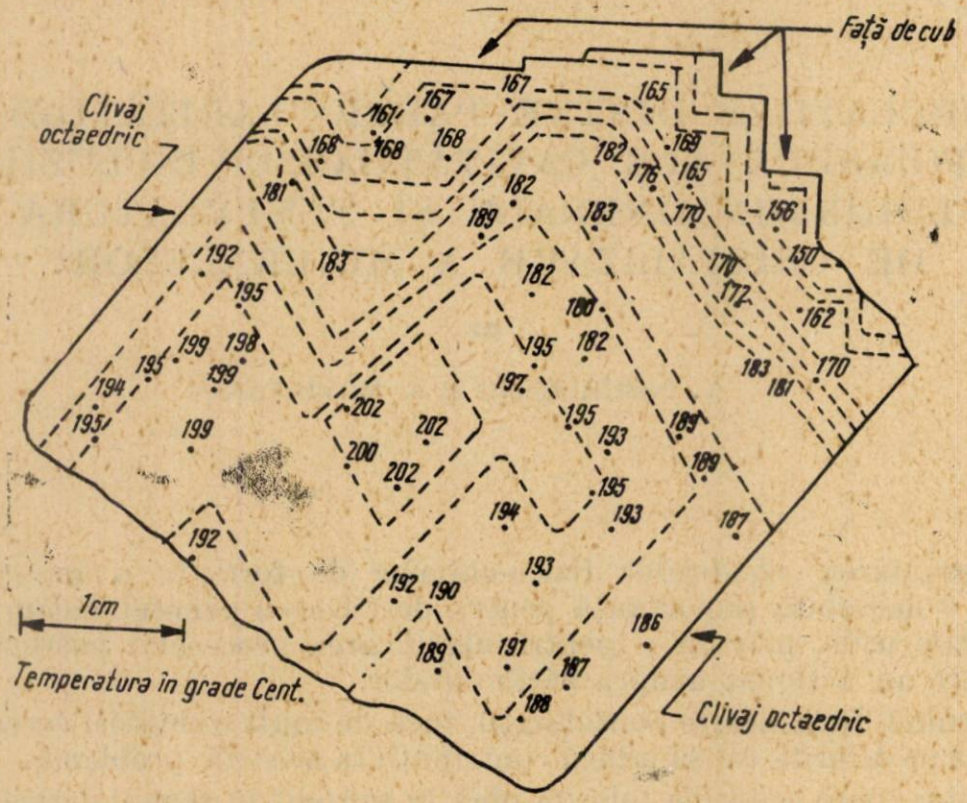


Fig. 1. — Temperaturile de omogenizare a incluziunilor fluide dintr-un cristal de fluorină (după W. S. Twenhofel).

peratura de omogenizare este de 202 °C, iar în părţile marginale scade pînă la 150° C. Cu ajutorul măsurătorilor s-au trasat treptat linii de aceeaşi temperatură (fig. 1).

Distribuţia zonară a temperaturii în acest cristal a dus pe autor la concluzia că în tot timpul procesului de cristalizare cristalul de fluorină a fost octaedric şi numai spre sfîrşit habitusul său s-a schimbat.

În mod analog, N. P. Ermakov (2) găseşte o corelaţie între poziţia incluziunilor fluide dintr-un cristal de cuarţ şi temperatura de omogenizare a acestor incluziuni.

De asemenea, o dependenţă între poziţia cavităţilor cu incluziuni fluide în minerale şi temperatura de omogenizare a acestor incluziuni a fost semnalată de V. Pomîrleanu (3), M. Savul şi V. Pomîrleanu (5) pentru cuarţ şi recent de către M. Borcoş (1) în unele blende. Mult mai evident apare acest fapt pentru unele cristale de cuarţ de la filonul principal aparţinînd zăcămîntului Baia Sprie (5), unde s-a putut observa dispoziţia incluziunilor fluide după trei zone de creştere

(fig. 2), cu temperaturi care variază, după cum rezultă din tabelul nr. 1, în următoarele limite :

zona I (centrală) 215—203°C ;
zona II (intermediară) 210—183°C ;
zona III (marginală) 187—178°C.

Tabelul nr. 1

Distribuția temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide după trei zone de creștere într-un cristal de cuarț.

Zona	T°	Zona	T°	Zona	T°
	215		183		183
	213		208		188
	206		205		182
	208		209		183
	210		210		186
I	202	II	197	III	187
	203		214		184
	210		188		183
	208		197		184
	210				178
	204				
	203				
	207				
	206				

Aceste cîteva date ilustrate în tabel arată că există o corelație între poziția pe care o ocupă incluziunile fluide dintr-un cristal și temperatura de omogenizare a acestora.

Cu ocazia acestor studii s-au putut observa și unele anomalii, dar numai pentru poziția pe care o ocupă incluziunile fluide secundare în cristal. Aceste incluziuni s-au format în urma cicatrizării fisurilor din minerale datorită soluțiilor care au circulat în zăcămînt după formarea cristalelor. Formarea fisurilor este rezultatul influențelor mecanice asupra cristalelor, precum și fenomenelor de transformare polimorfe. Incluziunile fluide secundare pot fi recunoscute după poziția pe care o ocupă în cristal. Acestea, în raport cu cele primare, sînt distribuite după fisuri (6) (fig. 3) și nu pot fi utilizate în scopul determinării temperaturii de formare a mineralelor. În schimb, ne dau indicații asupra cunoașterii proceselor ulterioare de transformare a mineralelor dintr-un zăcămînt.

2, FORMA ȘI MĂRIMEA INCLUZIUNILOR FLUIDE

Alte aspecte morfologice ale cavităților cu incluziuni fluide primare din minerale, care se corelează cu temperatura de omogenizare, se referă la forma și dimensiunile acestora.

Din mai multe minerale studiate prezentăm cazul blendei. La acest mineral se observă forme extrem de variate ale cavităților cu incluziuni fluide, de la cele de cristal negativ (fig. 4) pînă la cele tubulare și sub formă de cavități neregulate, care comunică între ele prin capilare (fig. 5).

Formele cavităţilor cu incluziuni fluide după cristal negativ au dimensiuni extrem de variate, cu lungimi mai mici de 0,008 mm şi pînă la 0,2 mm (cazuri rare).

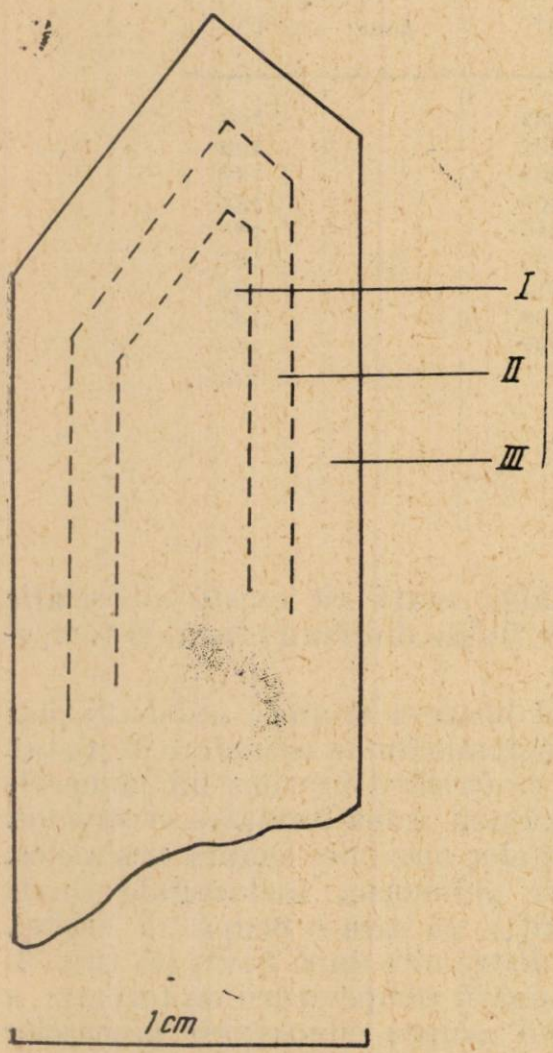


Fig. 2. — Distribuţia zonară a temperaturilor de omogenizare ale incluziunilor fluide dintr-un cristal de cuarţ din zăcămîntul Baia Sprie.

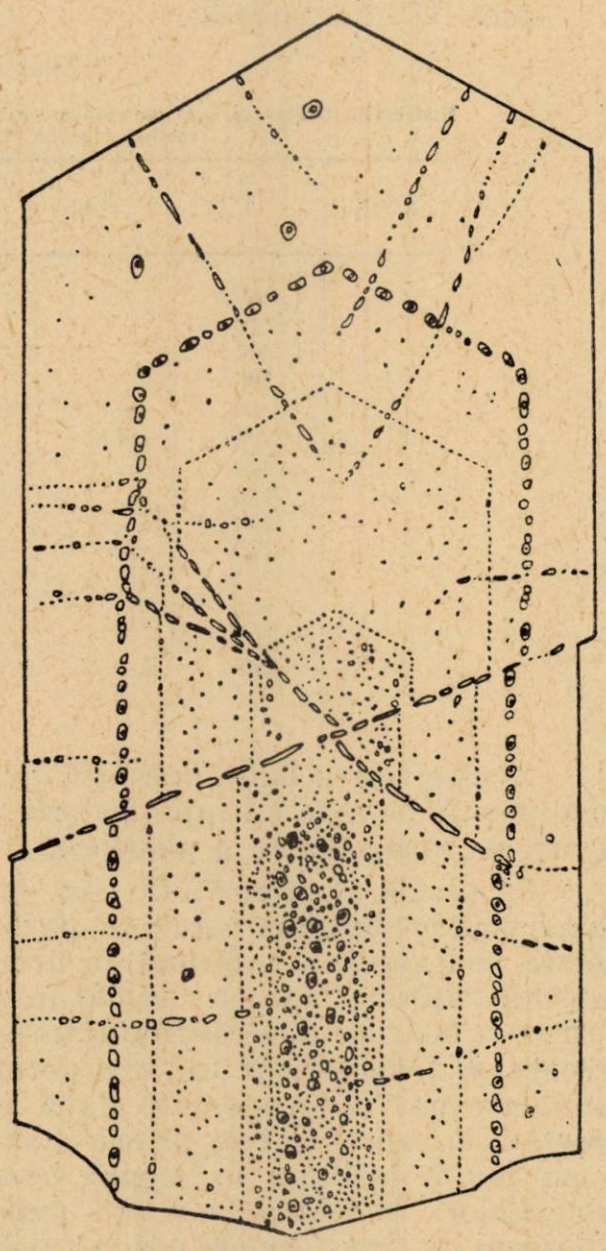


Fig. 3. — Secţiune într-un cristal indicînd distribuţia incluziunilor fluide. Incluziunile fluide primare sînt distribuite după zone de creştere, iar cele secundare după fisuri (după F. G. Smith).

Datele geotermometrice au fost obţinute pe incluziuni sub formă de cristal negativ, cu dimensiuni cuprinse între 0,025 şi 0,1 mm.

Incluziunile tubulare sînt frecvente, iar cele sub formă de cavităţi alungite, care comunică între ele prin capilare, apar rar.

Ultimul tip de incluziuni, însoţite de cele tubulare, au fost întîlnite în cristalele de blendă de la filonul Gutin, zăcămîntul Capnic. Lun-

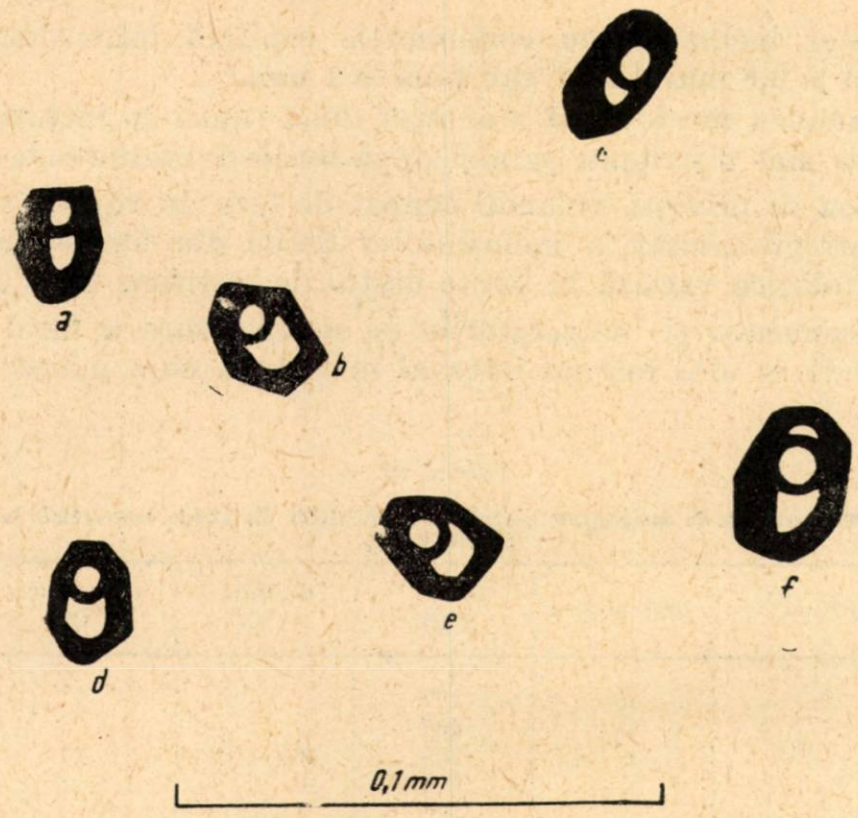


Fig. 4. — Cavităţi cu incluziuni fluide după forma de cristal negativ dintr-un cristal de blendă, zăcămîntul Capnic.

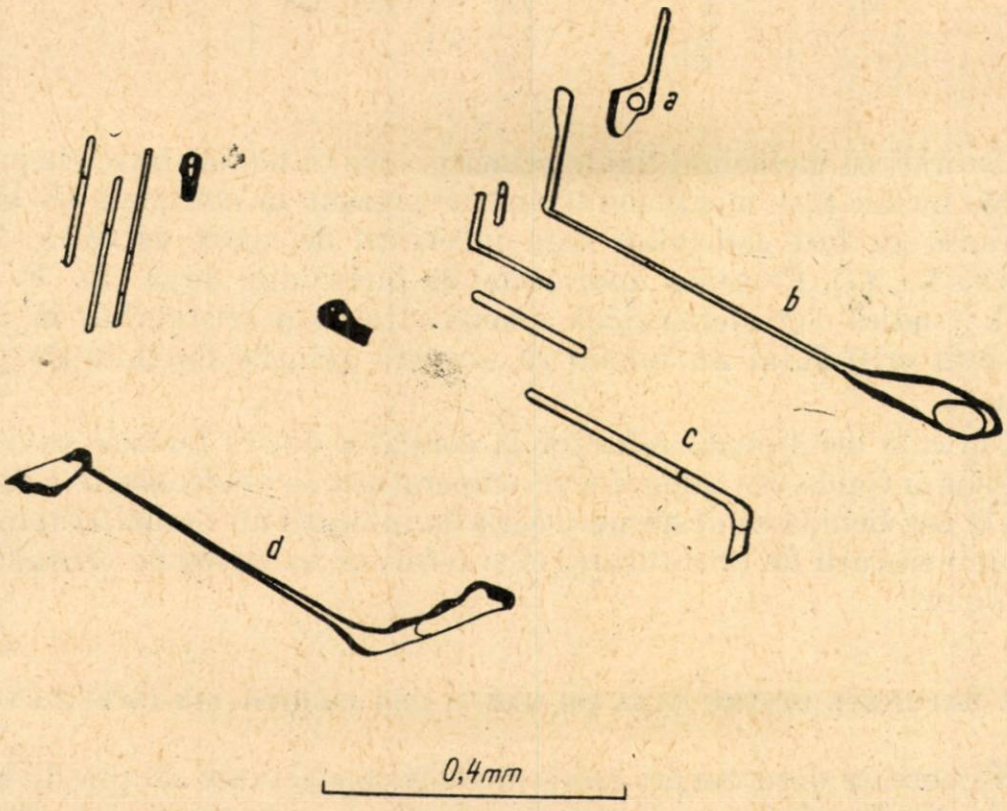


Fig. 5. — Incluziuni fluide tubulare şi cu comunicaţii capilare între cavităţi dintr-un cristal de blendă, zăcămîntul Capnic.

gimea acestor incluziuni cu comunicaţie capilară între două cavităţi ajunge pînă la 0,8 mm şi mai rar pînă la 1 mm.

Din analiza morfologică a acestor două tipuri de incluziuni se observă că ele sînt distribuite paralel, după zonele de creştere ale cristalului.

În ceea ce priveşte volumul ocupat de faza de vapori, raportat la volumul întregii cavităţi a incluziunilor fluide din blendă, în toate tipurile morfologice variază în limite destul de restrînse între 22 şi 30%.

De asemenea, şi temperaturile de omogenizare a fazei de vapori în cea lichidă se află într-un interval mic, după cum indică datele din tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Temperaturile de omogenizare a unor incluziuni fluide din blendă, reprezentate în figurile 4 şi 5

Proba	Incluziunea	temp. (°C)	limitele (°C)	diferenţa (°C)
795	a	277	265–277	11
	b	267		
	c	265		
	d	274		
	e	265		
	f	271		
786	a	295	295–298	3
	b	296		
	c	298		
	d	296		

Cavităţi cu incluziuni fluide primare, care comunică între ele printr-o capilară, nu au fost menţionate pînă în prezent în cristalele de blendă. În schimb, au fost semnalate într-un cristal de cuarţ de către R. F. Suhorski (7). Prezenţa unor astfel de incluziuni, după R. F. Suhorski, indică o creştere rapidă a zonei externe a cristalului, în timpul căreia faţa cristalului nu reuşea să acopere golurile deschise de pe suprafaţa sa.

Din cele menţionate referitor la corelaţia dintre formele cavităţilor cu incluziuni fluide din minerale şi temperatura de omogenizare a fazei de vapori în cea lichidă se desprind o serie de indicaţii nu numai asupra aprecierii temperaturii de cristalizare, ci şi referitor la viteza de cristalizare a mineralelor.

3. RAPORTUL DINTRE FAZA DE GAZ ŞI CEA LICHIDĂ DIN INCLUZIUNI

Numeroase determinări geotermometrice efectuate asupra diverselor minerale din România arată că temperatura de omogenizare a fluidelor creşte o dată cu volumul ocupat de faza de vapori. În acest sens s-a con-

statat că la orizonturile superioare ale unor filoane faza de gaz din incluziunile fluide ale unor minerale ocupă un volum mai mic, iar la cele inferioare, mai adînci, faza de vapori ocupă un volum mai mare (cazul cuarțului din zăcămintele hidrotermale de la Herja și Baia Sprie, al blendei din zăcămîntul Capnic etc.).

De asemenea, studiul incluziunilor fluide din unele minerale, referitor la raportul dintre faza de vapori și cea lichidă, ne dă indicații asupra precizării caracterului soluțiilor mineralizante. Astfel este cazul incluziunilor fluide din scheelit. În scheelitul de la Baia Sprie, asociat cu cuarț, pirită și calcopirită, s-au pus în evidență incluziuni preponderent lichide, în care faza de vapori ocupă 15—25% din volumul întregii cavități (fig. 6), iar în scheelitul de la Tincova, asociat cu magnetit și granați, s-au pus în evidență incluziuni fluide primare gazoase (fig. 7 *a*) și preponderent gazoase, în care faza de vapori ocupă 65—85% din volumul întregii cavități (fig. 7 *b*).

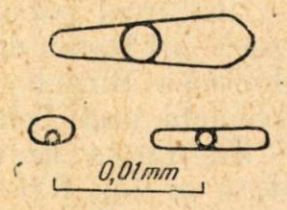


Fig. 6. — Incluziuni fluide primare în scheelitul de la Baia Sprie.

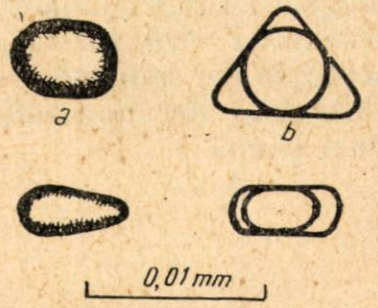


Fig. 7. — Incluziuni fluide primare în scheelitul de la Tincova. *a*, Incluziuni gazoase; *b*, incluziuni preponderent gazoase.

Luînd în considerare gradul de umplere diferit al incluziunilor fluide din scheelitele menționate mai sus, rezultă că soluțiile mineralizante de la Baia Sprie au avut un caracter net hidrotermal, iar cele de la Tincova, în faza de depunere a scheelitului și a mineralelor la care se asociază, au avut un caracter pneumatolitic. Deci prezența unor cavități mari de gaz în incluziunile fluide din scheelitul de la Tincova arată că acest mineral, precum și cele însoțitoare au cristalizat din soluții preponderent gazoase în stadiul pneumatolitic.

CONCLUZII

În lucrarea de față, pe baza numeroaselor observații privind morfologia incluziunilor fluide și a datelor experimentale asupra temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide din minerale, s-a ajuns la următoarele constatări:

1. Existența unei corelații dintre poziția, forma și dimensiunile cavităților cu incluziuni fluide din cristalele diverselor minerale și temperatura de omogenizare a fluidelor din aceste incluziuni.

2. Corelațiile dintre poziția, forma și gradul de umplere a incluziunilor fluide primare și temperatura lor de omogenizare vin în sprijinul valabilității și aplicabilității studiului incluziunilor fluide la determinarea temperaturii de cristalizare a mineralelor, precum și la aprecierea caracterului soluțiilor mineralizante.

DIE KORRELATIONEN ZWISCHEN DEN MORPHOLOGISCHEN MERKMALEN DER AUSHÖHLUNGEN MIT FLÜSSIGKEITS-EINSCHLÜSSEN UND DER KRISTALLISATIONSTEMPERATUR DER MINERALIEN

ZUSAMMENFASSUNG

Aufgrund persönlicher Beobachtungen im Verlaufe mehrerer Jahre, als auch auf Daten der Fachliteratur gestützt, erforschen die Autoren morphologische Einzelheiten der Flüssigkeitseinschlüsse bei Fluorit, Quarz, Zinkblende und Scheelit verschiedenen genetischen Typs.

Zu diesen Einzelheiten zählen wir : Stellung der Flüssigkeitseinschlüsse in den Kristallen, Form und Größe der Einschlüsse, Verhältnis zwischen den Dämpfen und der Flüssigkeit der Einschlüsse.

Aus der Arbeit geht der Zusammenhang zwischen Stellung, Form und Größe der Aushöhlungen mit Flüssigkeitseinschlüssen und der Homogenisierungstemperatur der eingeschlossenen Flüssigkeiten hervor. Ebenfalls wird gezeigt, daß nach dem Füllungsgrad der flüssigen Einschlüsse der hydrothermale (Abb. 6) oder der pneumatolytische (Abb. 7) Charakter der mineralisationsführenden Flüssigkeiten abgeschätzt werden kann.

BIBLIOGRAFIE

1. Borcoş M. (1964), *Observaţii asupra importanţei în termometria geologică a incluziunilor lichide din cristalele de blendă*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *2*.
2. Ermakov N. P. (1957), *Znacenie issledovanii vcluceníi v mineralah dlea teorii rudoobrazovaniá i ucenia o mineralloobrazuiuscei srede*, Trudî VNIIP, **I**, *2*.
3. Pomîrleanu V. (1957), *Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarţ din zăcămîntul hidrotermal de la Herja* (reg. Baia Mare). Bul. şt., secţ. geol.-geogr., **II**, *3—4*.
4. Pomîrleanu V. şi Movileanu A. (1967), *Corelaţii între temperatura de cristalizare a blendei şi conţinutul său în mangan*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.
5. Savul M., Pomîrleanu V. (1961), *Paläogeothermometrische Forschungen in bezug auf die Hydrothermalganglagerstätte von Baia Sprie (Felsöbánya)*, Acta geol., **VIII**, *1—2*.
6. Smith F. G. (1963), Physical Geochemistry.
7. Suhorskii R. F. (1953), *Vliianie Co_2 na temperaturu gomoghenizaţii gazovîh vcliucenii*, Mineraloghiceskii Sbornik Livovskogo Gheologiceskogo Obscestva, *7*.
8. Twenhofel W. S. (1947), *The temperature of crystallization of a fluorite crystal from Luna — Country*, New Mexico, Econ. Geol., **42**.

Primit în redacţie la 14 decembrie 1966

Institutul de geologie şi geografie,
Secţia de geochimie,
Filiala Academiei Republicii Socialiste România,
Iaşi

STUDIUL REACTIVITĂȚII SULFURII DE PLUMB SINTETICE ȘI A GALENEI FAȚĂ DE SOLUȚIILE DILUATE DE SULFAT DE CUPRU ȘI ACID SULFURIC*

DE

DIDINA NACU, AL. NACU și N. VOICULESCU

55 (05)

Procesele ce au loc între sulfuri și soluțiile mineralizante au o deosebită importanță pentru formarea unor zăcăminte de sulfuri. Din datele obținute de unii cercetători (5), (7), (8), (9) se poate da următorul șir al reactivității sulfurilor față de soluția de sulfat de cupru : galenă, sfalerit, calcopirită, bornit, pirită, covelină, calcozină. În șir, sulfurile sînt așezate în ordinea descrescîndă a reactivității. În ceea ce privește reactivitatea sulfurilor față de soluțiile de acid sulfuric s-a stabilit următorul șir al reactivității : pirotină, sfalerit, galenă, calcopirită, calcozină și covelină (9). Reiese că galena prezintă o reactivitate mărită atît față de soluția de sulfat de cupru, cît și față de acid sulfuric, fără a fi totuși de același ordin de mărime.

În condițiile naturale, acțiunea soluțiilor mineralizante asupra sulfurilor se caracterizează prin aceea că soluțiile nu conțin un singur component, ci un amestec mult mai complex. Deci putem să ne așteptăm la o schimbare a reactivității sulfurilor în prezența mai multor componenți (6), (7).

Pornind de la aceste considerente, ne-am propus a face un studiu comparativ al reactivității galenei și sulfurii de plumb sintetice față de soluțiile diluate de acid sulfuric și sulfat de cupru și a evalua rolul unor fenomene secundare asupra procesului de oxidare și solvire a acestor sulfuri.

DATE EXPERIMENTALE ȘI DISCUȚII

S-a studiat acțiunea soluțiilor diluate de H_2SO_4 și $CuSO_4$ asupra sulfurii de plumb sintetice și asupra galenei de la Baia Sprie și Herja. Raportul molar PbS : $CuSO_4$ și PbS : H_2SO_4 s-a păstrat constant și egal

* Comunicare prezentată la a III-a Conferință republicană de chimie, Timișoara, 27—30 iunie 1966.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 399—408, București, 1968

cu 5 : 1. Deoarece viteza de reacţie creşte cu temperatura, la 100°C devenind instantanee, am ales valoarea de 70°C ca optimă pentru stabilirea datelor necesare studiului (5). Temperatura s-a menţinut constantă cu ajutorul unui termostat tip Höppler. Amestecul pus să reacţioneze s-a agitat în mod continuu şi constant cu ajutorul unui vibrascop de tip LE—203. Intensitatea vitezei de reacţie s-a măsurat prin determinarea concentraţiei în ioni de Cu^{2+}, SO_4^{2-} şi H^+ la anumite intervale de timp. Concentraţia în ioni de Cu^{2+} a soluţiei s-a determinat complexometric (3), iar concentraţia în SO_4^{2-} s-a determinat volumetric cu ajutorul soluţiei de $Pb(NO_3)_2$ (3). Variaţia pH-ului s-a măsurat cu ajutorul pH-metrului tip MV—11 Dresda, folosind electrodul de sticlă.

REACTIVITATEA PbS SINTETICE ŞI GALENEI FAŢĂ DE SOLUŢIA DE H_2SO_4 ŞI $CuSO_4$

În figura 1 este reprezentată reactivitatea PbS sintetice şi a galenei în sistemele studiate. Ca măsură a reactivităţii s-a luat cantitatea de H_2SO_4 şi $CuSO_4$, în procente, ce intră în reacţie cu sulfura de plumb, la anumite intervale de timp.

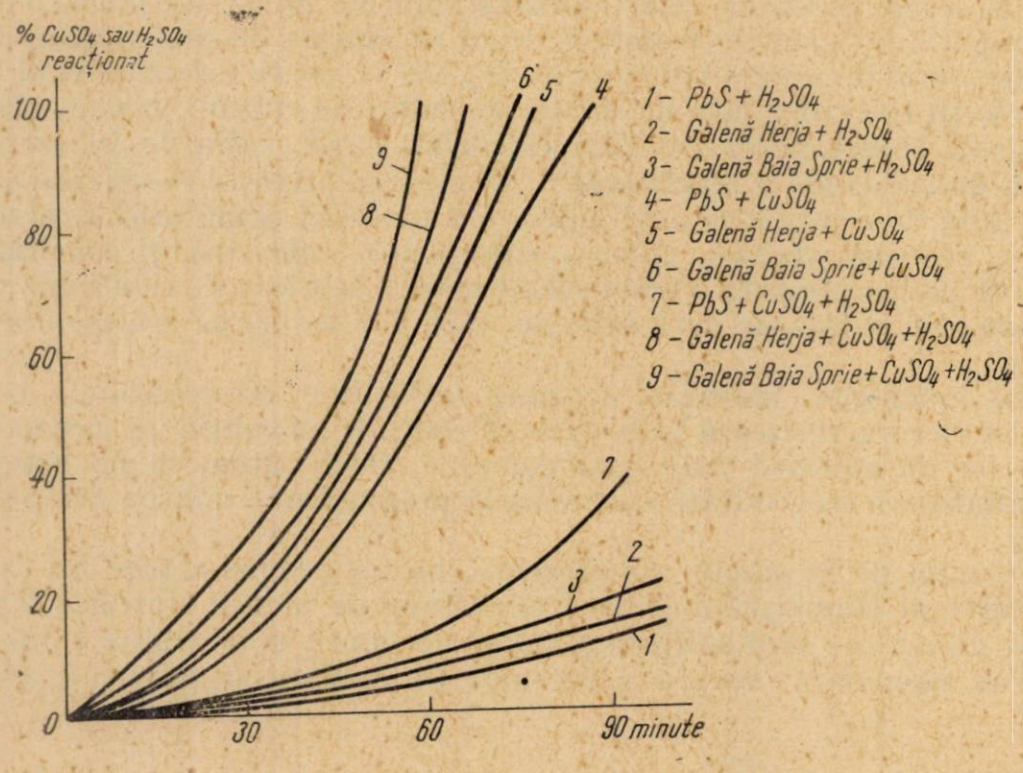


Fig. 1. — Reactivitatea PbS şi a galenei, faţă de soluţia de $CuSO_4$ şi H_2SO_4, în timp.

Se constată că, după 90 de minute de reacţie, în sistemul PbS—$CuSO_4$ (curba 4) tot cuprul trece din soluţie în fază solidă. La fel în sistemele : galenă Herja — $CuSO_4$ (curba 5), galenă Baia Sprie — $CuSO_4$ (curba 6). În soluţia acestor sisteme, după 90 de minute de reacţie, nu s-au găsit nici ioni de Cu^{2+}, nici ioni de SO_4^{2-}. Se poate considera că

$CuSO_4$ a reacţionat total cu PbS şi galena, cuprul din sulfat trecînd sub formă de sulfură, iar plumbul din sulfură trecînd sub formă de sulfat.

În cazul interacţiunii PbS sintetice şi galenei cu soluţia de H_2SO_4, de aceeaşi concentraţie cu soluţia de $CuSO_4$ (0,1 m), în acelaşi interval de timp, se constată că reacţionează numai 11,2% H_2SO_4 în cazul sulfurii de plumb sintetice (curba 1), 14% H_2SO_4 în cazul galenei de Herja (curba 2) şi 18% H_2SO_4 în cazul galenei de Baia Sprie (curba 3). Deci reactivitatea PbS sintetice şi a galenei este mult mai scăzută în cazul interacţiunii lor cu soluţia de H_2SO_4 decît cu soluţia de $CuSO_4$.

Tot din figura 1 se constată că reactivitatea PbS sintetice este mai mică decît reactivitatea galenei, atît în prezenţa soluţiei de H_2SO_4, cît şi a soluţiei de $CuSO_4$ (curbele 1 şi 4).

Din compararea curbelor 2, 3 şi 5, 6 se observă de asemenea o reactivitate ceva mai mare a galenei de Baia Sprie în comparaţie cu galena de Herja, atît faţă de soluţia de acid sulfuric, cît şi faţă de cea de sulfat de cupru.

ACŢIUNEA AMESTECULUI DE $CuSO_4 + H_2SO_4$ ASUPRA REACTIVITĂŢII SULFURII DE PLUMB ŞI GALENEI

Tot în figura 1 sînt reprezentate grafic datele analitice cu privire la acţiunea amestecului $CuSO_4 + H_2SO_4$ 0,1 m asupra PbS sintetice (curba 7), galenei de Herja (curba 8) şi galenei de Baia Sprie (curba 9).

Din compararea curbelor mai sus arătate se constată că reactivitatea PbS sintetice în sistemul PbS — $CuSO_4$ — H_2SO_4 este mai mică decît în sistemul PbS — $CuSO_4$ şi mai mare decît în sistemul PbS — H_2SO_4. Astfel, după un interval de 90 de minute de reacţie, cantitatea de H_2SO_4 + + $CuSO_4$ ce reacţionează cu PbS este de: 8,8 % în sistemul PbS — H_2SO_4, 35 % în sistemul PbS — $CuSO_4$ — H_2SO_4 şi 100% în sistemul PbS — $CuSO_4$.

Comportarea galenei în prezenţa amestecului de $H_2SO_4 + CuSO_4$ este diferită de cea a sulfurii de plumb sintetice. Din figura 1 (curbele 8 şi 9) rezultă că reactivitatea galenei de Herja şi Baia Sprie este mai mare în prezenţa amestecului de $H_2SO_4 + CuSO_4$ decît în prezenţa aceloraşi componenţi luaţi separat, deci invers comportării sulfurii de plumb sintetice. Ca şi în cazul sistemelor galenă — $CuSO_4$ şi galenă — H_2SO_4, se constată că în sistemul galenă — H_2SO_4 — $CuSO_4$ galena de Baia Sprie prezintă o reactivitate ceva mai mare decît galena de Herja. Acest fapt şi reactivitatea mărită a ambelor galene în prezenţa amestecului $CuSO_4$ + + H_2SO_4 faţă de aceiaşi componenţi luaţi separat se pot explica prin prezenţa în galenă a unor elemente care pot grăbi procesul de reacţie, cum ar fi, de exemplu, fierul, care a fost găsit în compoziţia galenelor studiate.

Pentru a lămuri mai bine acest fenomen, să considerăm mecanismul de reacţie al sulfurilor faţă de aceşti componenţi. După cum am arătat

într-o lucrare anterioară[1], reacţia de solvire şi de oxidare a sulfurii de plumb sub acţiunea $CuSO_4$ se petrece după următorul mecanism :

$$5PbS + 8CuSO_4 + 4H_2O \rightleftarrows 4Cu_2S + 5PbSO_4 + 4H_2SO_4 \quad [1]$$

$$Cu_2S \rightleftarrows CuS + Cu^{2+},$$

iar acidul sulfuric reacţionează cu sulfura de plumb după mecanismul :

$$PbS + H_2SO_4 = PbSO_4 + H_2SO_4 \quad [2]$$

Se înţelege că prezenţa în soluţie a unei cantităţi suficient de mari de H_2SO_4 va deplasa echilibrul reacţiei [1] spre stînga şi reactivitatea sulfurii de plumb se va micşora. Creşterea concentraţiei soluţiei în ioni de H^+ (fig. 2) în sistemele în care acţionează numai $CuSO_4$ este o dovadă că reacţia se petrece după mecanismul [1]. Pe măsură ce concentraţia ionilor de Cu^{2+} din soluţie scade, concentraţia ionilor H^+ va trebui să crească continuu. Din figura 2 se constată că creşterea concentraţiei ionilor H^+

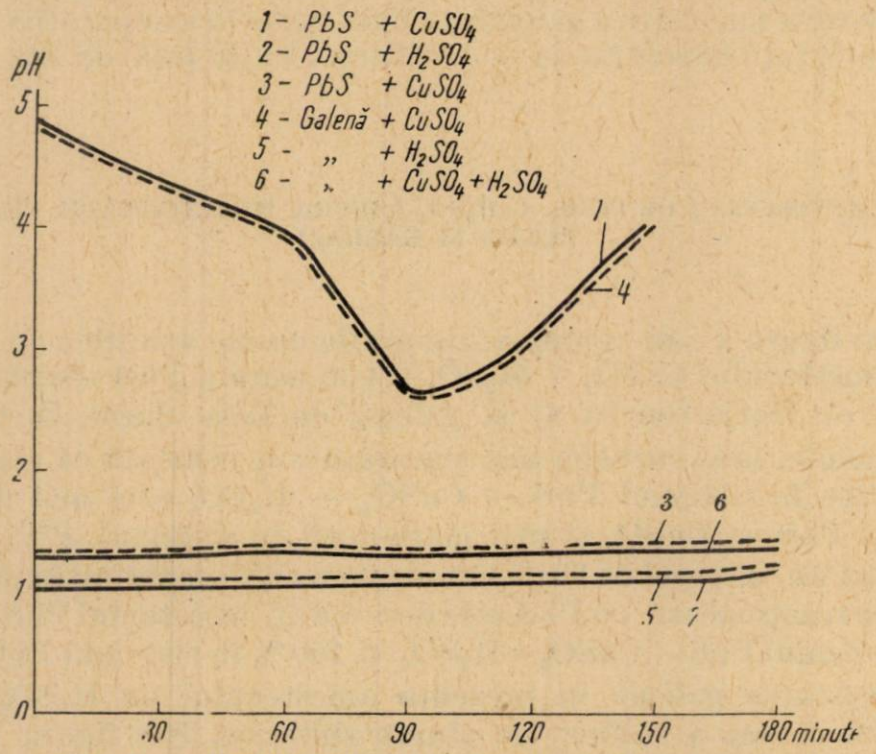


Fig. 2. — Variaţia pH-ului în funcţie de timpul de reacţie.

nu este proporţională cu scăderea concentraţiei ionilor de Cu^{2+}. Mai mult, cînd întreaga cantitate de cupru trece din soluţie în faza solidă, concentraţia ionilor H^+ începe să scadă. Acest fapt nu numai că nu este în contradicţie cu mecanismul [1] de reacţie, dar explică şi acţiunea proceselor secundare ce pot avea loc. Într-adevăr, o dată cu apariţia în sistem a H_2SO_4, asupra sulfurii de plumb vor acţiona atît $CuSO_4$, cît şi H_2SO_4. Deoarece însă reactivitatea PbS este mult mai mică faţă de soluţia de H_2SO_4 decît faţă de $CuSO_4$ (fig. 1) pînă la consumul întregii cantităţi de cupru, solvirea şi oxidarea PbS se vor petrece după mecanismul [1]

[1] Al. Nacu, Cornelia Botez şi Didina Nacu, *Asupra solvirii sulfurii de plumb şi galenei sub acţiunea soluţiei de sulfat de cupru*, Anal. şt., Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, Secţ. I (sub tipar).

şi într-o măsură mai mică după mecanismul [2]. Acţiunea acidului sulfuric va continua deci după sfîrşitul reacţiei principale. Dacă în sistem întreaga cantitate de PbS ar fi consumată în reacţia cu $CuSO_4$, atunci pH-ul soluţiei ar trebui să rămînă constant, deoarece reactivitatea sulfurii de cupru, care se formează, este practic neglijabilă faţă de soluţia de

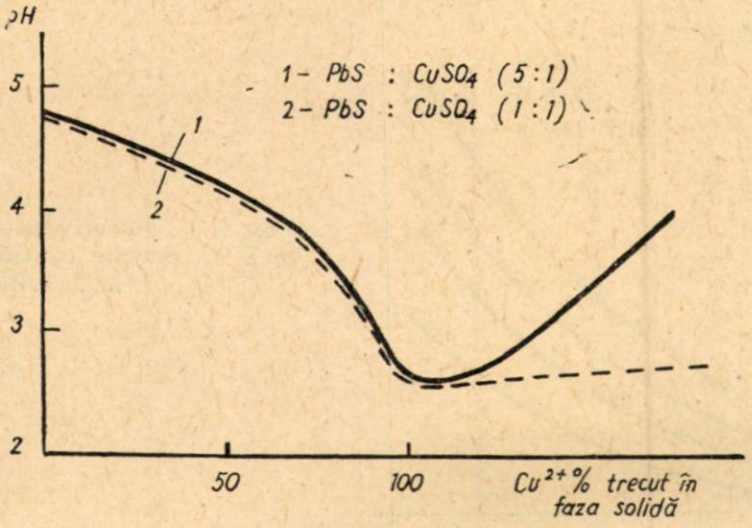


Fig. 3. — Variaţia pH-ului în funcţie de raportul PbS : $CuSO_4$.

H_2SO_4. Rezultatele noastre experimentale sînt în acord cu această afirmaţie.

Din figura 3 se constată că, după consumul întregii cantităţi de cupru, pH-ul rămîne constant în sistemul în care raportul PbS : $CuSO_4$ a fost iniţial 1 : 1 şi pH-ul creşte în sistemul în care raportul iniţial a fost 5 : 1.

Faptul că reacţia decurge după mecanismul [1] este confirmat şi de creşterea reactivităţii sulfurii de plumb în sistemul PbS — $CuSO_4$ — H_2SO_4, o dată cu micşorarea concentraţiei iniţiale de H_2SO_4 (fig. 4).

Prezenţa acidului sulfuric alături de sulfatul de cupru poate însă exercita două acţiuni opuse : de frînare a reactivităţii sulfurii de plumb conform mecanismului [1] de reacţie sau de solvire a sulfurii de plumb conform mecanismului [2] de reacţie. Cum însă reacţia de solvire a PbS sub acţiunea $CuSO_4$ se petrece cu o viteză mult mai mare decît reacţia de solvire sub acţiunea H_2SO_4 (fig. 1), se înţelege că H_2SO_4 va micşora reactivitatea PbS cînd se găseşte alături de $CuSO_4$.

În galenele de Herja şi Baia Sprie, după cum am arătat mai sus, fenomenul de solvire în prezenţa amestecului $CuSO_4 + H_2SO_4$ este invers decît în cazul sulfurii de plumb sintetice, şi aceasta datorită prezenţei fierului. Calcografic s-a stabilit prezenţa fierului sub formă de granule fine de calcopirită, diseminate în galenă. Astfel, fierul în prezenţa H_2SO_4 trece sub formă de sulfat feric, care este capabil la rîndul său să acţioneze cu galena.

În cazul acesta, asupra galenei acţionează un sistem mai complex, unde, alături de $CuSO_4$, îşi exercită acţiunea şi $Fe_2(SO_4)_3$.

Faptul că prezenţa ionului de Fe^{3+} intensifică viteza de reacţie a fost confirmat şi de următoarele date experimentale obţinute. Dacă în sistemul PbS + $CuSO_4$ + H_2SO_4 se adaugă $Fe_2(SO_4)_3$, se constată o creştere a vitezei de reacţie.

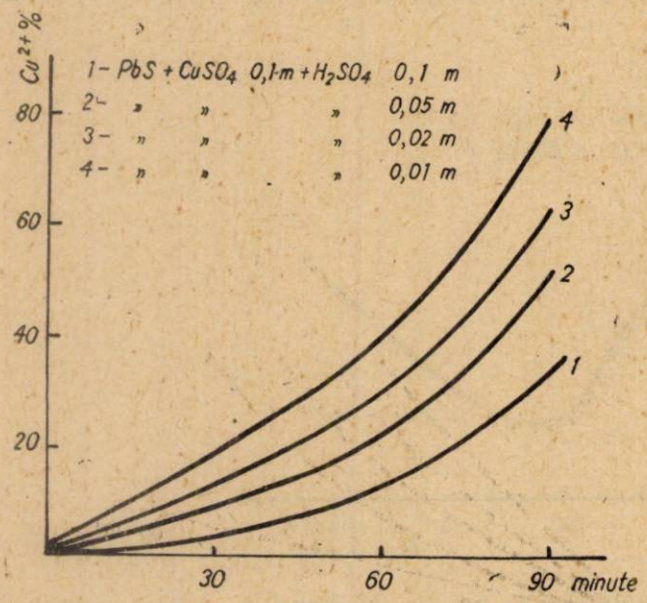


Fig. 4. — Reactivitatea PbS în sistemele ce conţin cantităţi variabile de acid sulfuric.

Din figura 5 rezultă că reactivitatea PbS este de trei ori mai mare cînd în sistemul PbS—$CuSO_4$—H_2SO_4 concentraţia sulfatului feric adăugat este 0,05 m şi de două ori mai mare cînd concentraţia sulfatului feric este 0,01 m, faţă de cazul cînd în sistem lipseşte $Fe_2(SO_4)_3$.

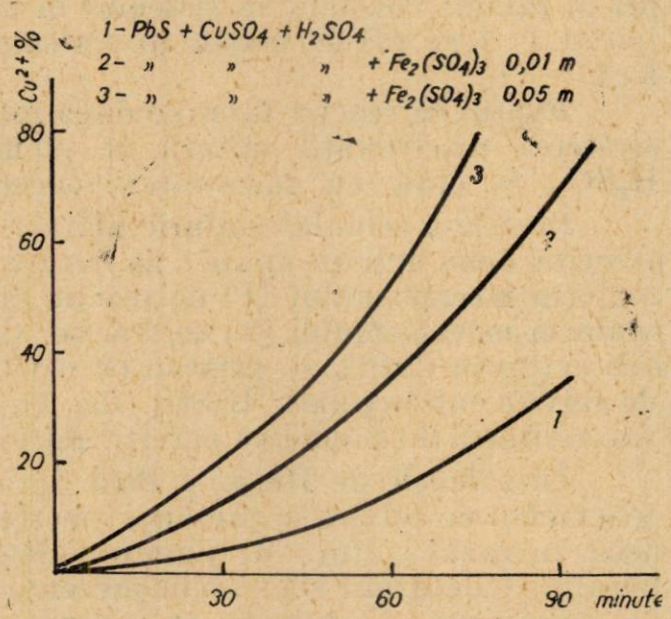


Fig. 5. — Reactivitatea PbS sub acţiunea $CuSO_4$ în prezenţa H_2SO_4 şi $Fe_2(SO_4)_3$.

Pe de altă parte, şi conţinutul diferit în fier al galenelor studiate confirmă acelaşi fapt. Reactivitatea galenei de Baia Sprie cu un conţinut de 1,8% Fe_2O_3 este mai mare decît a galenei de Herja cu conţinut de 0,9 % Fe_2O_3, aşa cum rezultă din datele tabelului nr. 1.

ROLUL PROCESELOR DE SOLVIRE ELECTROCHIMICĂ

Analiza curbelor din figurile 1, 4 şi 5 arată o intensificare a vitezei de reacţie după un timp de desfăşurare a reacţiei, adică după ce în soluţie s-a format o cantitate suficientă de Cu_2S. Din figura 1, de exemplu, pentru sistemul $PbS-CuSO_4$ (curba 4), în primele 20 de minute de la începutul reacţiei, 7% din Cu^{2+} trec din soluţie în faza solidă.

Tabelul nr. 1

Influenţa conţinutului de Fe_2O_3 asupra reactivităţii galenei

Timpul de reacţie (minute)	Galenă de Herja cu 0,9% Fe_2O_3	Galenă de Baia Sprie cu 1,8% Fe_2O_3
	Cu^{2+}% trecut în faza solidă	
30	22	30
45	43	50
60	70	88

În următoarele 20 de minute se transformă 15%, iar mai departe, tot în 20 de minute, se transformă 26% Cu^{2+}. Spre sfîrşitul reacţiei, în ultimele 20 de minute, 30% din Cu^{2+} trec din soluţie în faza solidă. Este o dovadă că, alături de procesele chimice secundare care pot avea o intensitate mai mare sau mai mică, îşi exercită influenţa şi procesele de solvire şi de oxidare electrochimică.

Conform punctului de vedere al teoriei solvirii electrochimice, dacă două sulfuri se găsesc în soluţie, ia naştere o diferenţă de potenţial, sulfura cu potenţialul mai electronegativ solvindu-se mai intens decît sulfura cu potenţial mai electropozitiv. Sulfura cea mai electronegativă are rol de anod, iar cea mai electropozitivă de catod.

Potenţialul de echilibru al sulfurilor se poate calcula plecînd de la datele termodinamice ale reacţiilor catodice :

$$Me + S^{2-} \rightleftarrows MeS + 2e^-$$

Acest potenţial este egal cu :

$$E_{MeS} = E^0 + \frac{R.T}{n.F} \lg[S^{2-}]$$

Potenţialul calculat astfel pentru cîteva sulfuri este : sfalerit = — 0,33 V ; pirită = — 0,16 V ; nichelină = + 0,11 V ; pirotină = + 0,20 V ; galenă = + 0,22 V ; covelină = + 0,22 V ; cinabru = + 0,46 V ; argentit = = + 0,94 V ; calcozină = + 0,64 V. În acest şir, electronegativitatea scade de la stînga spre dreapta, sfaleritul fiind cel mai electronegativ.

În sistemul studiat de noi, alături de PbS, apare şi calcozina Cu_2S, fapt ce a fost confirmat de analiza fazei solide cu ajutorul razelor X. Studiul fazei solide cu raze X s-a făcut la aparatul TUR — M — 60, folosindu-se radiaţia $K\alpha$ a cuprului. Datele referitoare la valorile intensităţilor liniilor şi raportul d/n obţinute de noi au fost comparate cu datele

din literatură (1), (2), (4); reiese că faza solidă conţine PbS, $PbSO_4$, $CuSO_4$ şi Cu_2S. Aceste date sînt ilustrate în tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Analiza cu raze X a fazei solide

I	*d/n*	PbS		CuS		Cu_2S		$PbSO_4$	
		I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
7	4,2857							7	4,26
3	3,8306							3	3,80
2	3,6248							2	3,61
9	3,4245	9	3,424						
3	3,2995	3	3,293						
10	2,9675	10	2,965						
7	2,6861							7	2,68
8	2,3840					8	2,380		
10	2,0651							10	2,06
8	2,0198							8	2,02
10	1,9710					10	1,950		
3	1,9573	3	1,966						
10	1,8503					9	1,860		
9	1,7761	9	1,780						
8	1,6967	8	1,707						
8	1,6515					8	1,643		
7	1,6091							7	1,61
8	1,5642			8	1,555				
6	1,5131							6	1,49
5	1,4826	5	1,480						
4	1,4576			4	1,465				
4	1,3918			4	1,382				
6	1,3634	6	1,359						
10	1,3264	10	1,324						
8	1,2135	8	1,209						
6	1,2036			6	1,210				
8	1,0913			8	1,091				
6	1,0561			6	1,056				
6	1,0099			6	1,014				
4	0,9912			4	0,990				
4	0,95208			4	0,940				
2	0,88586			2	0,893				
2	0,84197			2	0,847				

În cuplul PbS — Cu_2S, sulfura de plumb, fiind mai electronegativă, va juca rol de anod, iar Cu_2S de catod şi, ca urmare, solvirea PbS în prezenţa Cu_2S se va mări. Experienţele noastre ulterioare au arătat că adăugarea de la început în sistemele studiate a unor cantităţi mici de Cu_2S a făcut ca viteza de solvire şi de oxidare a sulfurii de plumb sintetice şi a galenei să crească.

Din figura 6 se vede că reactivitatea PbS sub acţiunea $CuSO_4$, în diverse sisteme, în prezenţa şi absenţa Cu_2S, nu are acelaşi ordin de mărime. Dacă sistemului PbS — $CuSO_4$ şi PbS — $CuSO_4$ — H_2SO_4 i se adaugă o cantitate iniţială de 0,5 g Cu_2S, reactivitatea sulfurii de plumb este mai mare decît în sistemele în care nu s-a pus Cu_2S (curbele 1, 2, 3, 4).

Unele date preliminare arată că procesul de solvire electrochimică depinde şi de raportul PbS : Cu_2S. Urmează ca în cercetările de viitor să aducem precizări şi în această direcţie.

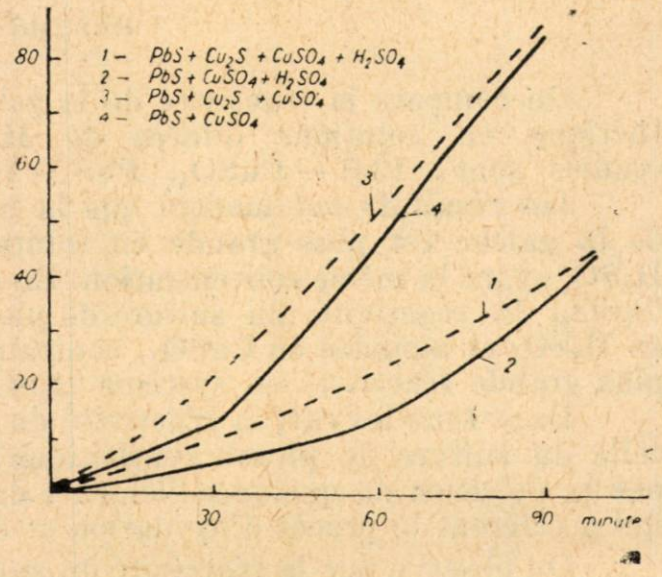


Fig. 6. — Influenţa proceselor electrochimice asupra reactivităţii sulfurii de plumb.

CONCLUZII

Din studiul comparativ al reactivităţii PbS sintetice şi galenei faţă de soluţiile de H_2SO_4 şi $CuSO_4$, se desprind următoarele concluzii mai importante :

— reactivitatea sulfurii de plumb sintetice şi a galenei este mai mare faţă de soluţiile de $CuSO_4$ decît faţă de soluţiile de H_2SO_4 ;

— în amestecul $CuSO_4 + H_2SO_4$, reactivitatea PbS sintetice este mai mare decît în H_2SO_4 şi mai mică decît în $CuSO_4$, comportare inversă decît a galenei, care prezintă reactivitatea cea mai mare faţă de amestecul $CuSO_4 + H_2SO_4$. Această acţiune a soluţiilor studiate poate fi reprezentată prin următoarele două şiruri de reactivitate :

$$PbS + CuSO_4 > PbS + CuSO_4 + H_2SO_4 > PbS + H_2SO_4 \quad [1]$$

$$\text{galenă} + CuSO_4 + H_2SO_4 > \text{galenă} + CuSO_4 > \text{galenă} + H_2SO_4 \quad [2]$$

în şir, reactivitatea descreşte de la stînga la dreapta ;

— în toate cazurile, reactivitatea galenei este mai mare decît reactivitatea sulfurii de plumb sintetice. Acest fapt se explică prin prezenţa în galenă a unor elemente — în special fier — ce grăbesc procesul de oxidare şi de solvire a acesteia ;

— reactivitatea sulfurii de plumb sintetice şi a galenei creşte o dată cu desfăşurarea procesului de reacţie, prin formarea sulfurii de cupru, care determină apariţia fenomenelor de solvire şi de oxidare electrochimică ;

— în procesele naturale, prezenţa H_2SO_4 şi $Fe_2(SO_4)_3$ în soluţiile mineralizante de $CuSO_4$ creează condiţiile optime de solvire şi de oxidare a galenei.

L'ÉTUDE DE LA RÉACTIVITÉ DE LA GALÈNE ET DU SULFURE DE PLOMB SYNTHÉTIQUE EN SOLUTIONS DILUÉES DE H_2SO_4 ET DE $CuSO_4$

RÉSUMÉ

On compare la réactivité de la galène et du sulfure de plomb synthétique en solutions diluées de H_2SO_4 et $CuSO_4$. Les systèmes étudiés sont : $PbS - CuSO_4$, $PbS - H_2SO_4$, $PbS - H_2SO_4 - CuSO_4$.

Les résultats ont montré que la réactivité du sulfure de plomb et de la galène est plus grande en solution de $CuSO_4$, qu'en solution de H_2SO_4 ayant la même concentration. En comparaison du système $H_2SO_4 - CuSO_4$, la réactivité du sulfure de plomb synthétique est plus grande en H_2SO_4 et moindre en $CuSO_4$, contrairement à la galène qui montre la plus grande réactivité en système $H_2SO_4 - CuSO_4$.

Dans tous les cas, la réactivité de la galène a été plus grande que celle du sulfure de plomb synthétique ; on explique ce comportement par la présence de quelques éléments dans la galène, notamment le fer, qui accélèrent le procès d'oxydation et de solubilisation de celle-ci.

On observe que la réactivité du sulfure de plomb synthétique et de la galène est augmentée durant la réaction, grâce à l'apparition du phénomène de solubilisation et d'oxydation électrochimique.

Basé sur les résultats obtenus, on précise les conditions optimales de solubilisation et d'oxydation de la galène en milieu naturel.

BIBLIOGRAFIE

1. Guinier A. (1964), *Théorie et Technique de la Radiocristallographie*, Dunod, Paris.
2. Klug H. P. a. Alexander L. E. (1962), *X-Ray Diffraction Procedures*, John Wiley et Sons, Inc., New York — Londra.
3. Liteanu E. (1964), *Chimie analitică cantitativă. Volumetrie*, ed. a 4-a, Edit. de stat didactică şi pedagogică, Bucureşti.
4. Miheev V. I. (1957), *Rentghenometriceskii opredelitel mineralov*, Gosdgheoltehizdat, Moscova.
5. Nisihara G. S. (1914), Econ. Geol., **9**, 743—757.
6. Petrulian N., Livia Steclaci şi Florica Oroveanu (1959), St. cerc. geol., **IV**, *2*, 207—225.
7. Smirnov S. S. (1951), *Zona okisleniia sulfidnih mestorojdenii*, Izd. Akad. nauk SSSR, Moscova.
8. Wells R. C. (1910), Econ. Geol., **5**, *1—4*.
9. Zies A. G., Allen E. T. a. Mervin E. (1916), Econ. Geol., **11**, 407—503.

Primit în redacţie la 28 noiembrie 1966

Institutul de geologie şi geografie,
Secţia de geochimie,
Filiala Academiei Republicii Socialiste România, Iaşi

STRUCTURA UNOR CORPURI ERUPTIVE DIN REGIUNEA HERJA, BAIA MARE ŞI FENOMENELE DE CONTACT ŞI AUTOMETAMORFICE LEGATE DE ELE*

DE

AMALIA SZŐKE

55 (05)

Lucrarea de faţă se referă la o serie de corpuri eruptive, interceptate de lucrările miniere, din sectorul sudic al zăcămîntului polimetalic Herja, situat la 8 km est de oraşul Baia Mare (jud. Maramureş).

Cartările foarte detaliate executate în subteran, prin care am urmărit structura geologică a zăcămîntului pe o secţiune verticală de peste 400 m adîncime, ne-au condus la formularea unor concluzii cu privire la desfăşurarea în timp a fenomenelor magmatice (subcrustale şi efusive) şi tectonice în această parte a Munţilor Gutîi.

Cartările din subteran au fost completate cu studii petrografice de amănunt, iar elementele microtectonice şi structurale petrologice au fost evaluate statistic, după metodele abordate de noi şi în cadrul altor lucrări.

Pentru începutul studiilor noastre cu caracter paleovulcanologic am ales această regiune, deoarece am constatat că aici relaţiile dintre corpurile eruptive şi depozitele sedimentare sînt deosebit de evidente. Totodată, în lucrările miniere am putut executa cartări subterane foarte minuţioase, ceea ce ne-a oferit posibilitatea creării unor imagini structurale clare. Cu toate acestea, am întîmpinat o serie de dificultăţi în privinţa datării depozitelor sedimentare, care constituie roca înconjurătoare a corpurilor eruptive studiate. Depozitele sedimentare din regiunea Baia Mare au fost studiate de o serie de cercetători, iar unde au existat argumente paleontologice vîrsta lor a fost stabilită cu o oarecare certitudine. Aceste date se refereau însă la rocile care apar la suprafaţă. Paralelizarea lor cu rocile din subteran este deosebit de dificilă nu numai din cauza lipsei de fosile, dar şi pentru faptul că în decursul desfăşurării proceselor magmatice

---

* Lucrare prezentată la sesiunea ştiinţifică a Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România din 27 aprilie 1967.

St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 409–421, Bucureşti, 1968

şi postmagmatice ele au suferit o serie de transformări, care au mascat aspectul lor litologic iniţial. Mişcările tectonice de asemenea au afectat intens aceste roci din subteran, încît chiar o paralelizare geometrică a lor cu cele de la suprafaţă de multe ori este destul de hazardată.

GEOLOGIA REGIUNII

La alcătuirea geologică a regiunii Herja, Baia Mare, participă depozite sedimentare paleogene şi neogene, precum şi roci eruptive, rezultate din manifestările subvulcanice şi efusive ale vulcanismului terţiar al arcului Carpaţilor Orientali.

DEPOZITE SEDIMENTARE

Pentru rocile sedimentare din regiunea studiată, cercetătorii anteriori au stabilit vîrsta paleogenă (eocenă) şi neogenă (sarmaţiană şi panoniană). Datele paleontologice pe care se bazau aceste datări proveneau din ivirile de la suprafaţă, iar pentru subteran s-au făcut unele încercări de paralelizare.

M. Pálfy (8) consideră că depozitele sedimentare din Dealul Herjii pînă la orizontul Ioachim sînt reprezentate prin argile ponţiene. M. Paucă (7) atribuie formaţiunilor sedimentare din partea de nord şi est a regiunii Baia Mare vîrsta paleogenă, miocenă (tortoniană şi sarmaţiană) şi cuaternară. Consideraţiile sale au fost confirmate şi de datele micropaleontologice prezentate de T. Iorgulescu (5). Bazaţi pe bogate argumente paleontologice, P. Polonic şi Gabriela Polonic (10) determină depozitele sedimentare din împrejurimile zăcămîntului Herja ca fiind de vîrstă eocenă, sarmaţiană şi panoniană. Aceleaşi date au fost reluate şi de autorii *Ghidului excursiilor, A — Baia Mare*, 1961 (4). Fl. Marinescu (6) aduce noi precizări privind sarmaţianul şi panonianul din regiunea Baia Mare.

În datarea depozitelor sedimentare, noi ne sprijinim pe datele cercetătorilor care au adus argumente paleontologice; luînd însă în considerare dificultăţile la care ne-am referit mai sus, apreciem că în subteran aproape singurul criteriu de care dispunem la separarea depozitelor paleogene de cele neogene (sarmaţiene) ar fi apariţia intercalaţiilor de piroclastite în acestea din urmă. Potrivit observaţiilor noastre, nivelele de tufuri intercalate concordant între marnele cenuşii apar în galeria Albert, orizontul + I (fig. 1). Avînd în vedere că primele erupţii vulcanice din regiunea Baia Mare au avut loc în sarmaţian, fapt dovedit în alte zone ale regiunii în mod indirect, pe baza acestei constatări, se poate determina vîrsta sedimentarului de aici.

FORMAŢIUNILE ERUPTIVE

În timpul neogenului, regiunea studiată a constituit scena unor spectaculoase şi variate manifestări vulcanice. Produsele acestor activităţi alcătuiesc actualul relief al Munţilor Gutîi. Studiile mai atente executate

în ultimii ani, în special acelea care se bazează pe materialul colectat din foraje şi lucrări miniere mai profunde, au pus în evidenţă, pe lîngă aparate vulcanice, şi unele corpuri magmatice subcrustale. Punerea în loc a unor asemenea corpuri subvulcanice şi a suitei lor de dyke-uri pare să reprezinte primele manifestări ale proceselor magmatice din această regiune, constituind preludiul marilor erupţii vulcanice de mai tîrziu.

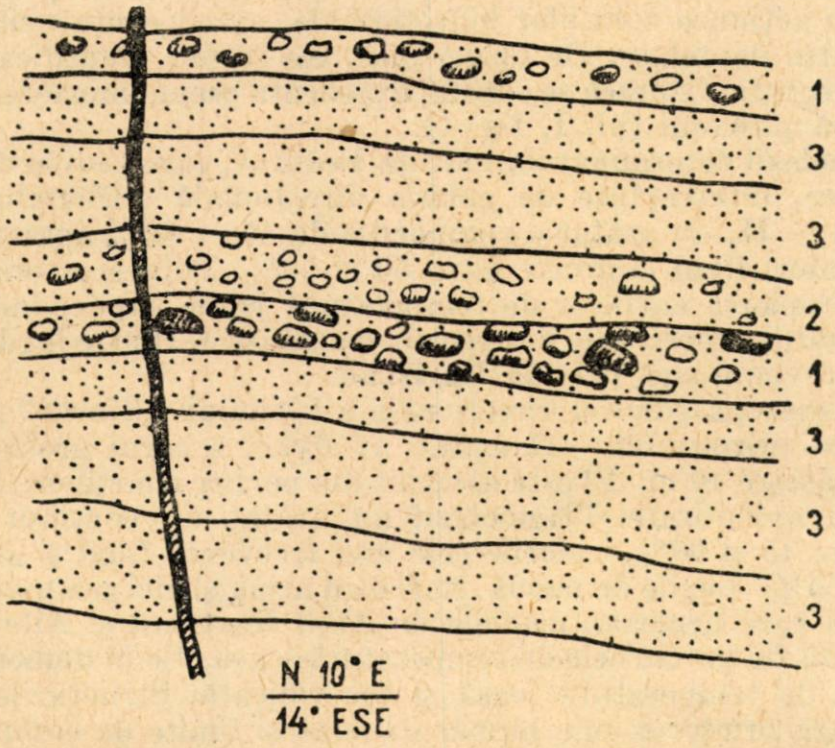


Fig. 1. — Schiţă de detaliu în galeria Albert, orizontul + I. Produse de explozii vulcanice, sedimentate în mediul marin.
1, Brecii grosiere; *2*, brecii cu granulaţie mai măruntă; *3*, tufuri fine.

Dyke-urile şi corpurile subcrustale de dimensiuni mai mari, care determină caracterul structural al zăcămîntului Herja, străbat prin depozite sedimentare eocene, cu direcţii şi înclinări destul de variate, dar care în general se orientează NV—SE, înclinînd fie spre nord-est, fie spre sud-vest sau, mai rar, NE—SV, avînd înclinare spre nord-vest (fig. 2 şi 3). Dyke-urile sînt alcătuite din cuarţdiorite, porfire cuarţdioritice şi andezite cu piroxeni şi hornblendă.

Prin studii microscopice detaliate s-a putut urmări trecerea gradată dintre aceste roci. Partea internă a dyke-urilor mai groase şi a corpurilor mai mari este alcătuită din cuarţdiorite, avînd structură holocristalină granulară. Părţile periferice ale corpurilor, precum şi toată masa dyke-urilor de grosimi mai reduse, sînt alcătuite din roci cu structură porfirică evidentă (andezite cu piroxeni şi hornblendă). La corpurile mari, trecerea gradată dintre cuarţdiorite şi andezite se realizează printr-o rocă cu structură intermediară, adică prin porfire cuarţdioritice.

Cuarţdioritele şi porfirele cuarţdioritice prezintă aceeaşi compoziţie mineralogică, deosebirea dintre ele fiind numai de ordin structural, determinat de durata deosebită a procesului de răcire în diversele porţiuni

ale dyke-urilor. Porfirele cuarţdioritice se deosebesc de cuarţdiorite (pl. I, fig. 6) prin faptul că primele prezintă structură holocristalină porfirică, avînd masa fundamentală grosieră, formată dintr-un mozaic de cuarţ şi plagioclaz, ale căror granule sînt de dimensiuni mai reduse decît fenocristalele, la care se mai adaugă fragmentele disperse ale mineralelor femice puternic alterate.

Elementele melanocrate sînt în cele mai multe cazuri puternic transformate sub acţiunea soluţiilor hidrotermale, avînd contururile mai mult sau mai puţin dantelate. De obicei însă, ele se pot identifica după conturul cristalografic. Adesea se constată prezenţa pseudomorfozelor de hornblendă după piroxeni (pl. I, fig. 7).

Plagioclazii determinaţi la măsuţa Fedorov, care provin din porfirele cuarţdioritice, interceptate de galeria direcţională a filonului „Zincos", la orizontul — II, au arătat o compoziţie de 45 — 62% anortit, cele mai frecvente valori fiind cuprinse între 50 şi 53%. Polii acestora se proiectează în apropierea curbelor de temperatură joasă, fapt ce indică răcirea lentă în condiţii subcrustale a topiturii magmatice. Dintre legile de maclă, cele mai frecvente sînt cele de Karlsbad.

La intersecţia galeriei direcţionale a filonului „Zincos" şi transversala Sud a orizontului —II apare un dyke, a cărui grosime la acest orizont depăşeşte 40 m. El este alcătuit din porfire cuarţdioritice puternic silicifiate şi epidotizate. Plagioclazii au arătat un conţinut în anortit cuprins între 45 şi 60%, valorile cele mai frecvente fiind şi aici cuprinse între 50 şi 55%. Legile de maclă Karlsbad ating şi aici cea mai mare frecvenţă, după care urmează maclele de Albit-Karlsbad şi Albit-Ala. Polii se proiectează fie pe curbele de temperatură joasă, fie în domeniul cuprins între curba de temperatură joasă şi cea ridicată. Structurile zonare se caracterizează printr-un mic număr de zone şi limite de compoziţii ce se menţin în jurul valorilor medii (50—55%) An.

Aceste corpuri subcrustale se pot urmări spre adîncime la orizonturile —IV şi —VI ale aceluiaşi filon. La orizontul —VI, ele cîştigă mult în grosime, iar influenţa contact-metamorfică exercitată de ele asupra rocilor sedimentare înconjurătoare a fost din ce în ce mai puternică, încît în profunzime stratificaţia acestora dispare complet.

Compoziţia rocilor nu se modifică spre părţile inferioare ale corpurilor. Feldspaţii determinaţi la orizontul —VI arată în linii generale aceleaşi compoziţii : 50—55—58—60% An, legile de maclă fiind şi aici, în ordinea frecvenţei, descrescînde : Karlsbad, Albit-Karlsbad şi Albit-Ala.

Feldspaţii de obicei prezintă un început de sericitizare, dar uneori sînt complet înlocuiţi cu acest mineral secundar. Cuarţul, prezent în aceste roci, formează cristale cu contururi neregulate şi adesea sînt concrescute cu cristale de feldspaţi.

Asupra cuarţdioritului interceptat în galeria direcţională vest, la orizontul —II a filonului „Zincos" am executat o analiză chimică, pe care o reproducem mai jos :

SiO_2	56,70%	*Valorile Niggli* :	
Al_2O_3	15,54%	*si*	= 164,80
Fe_2O_3	2,83%	*ti*	= 1,18
FeO	4,00%	*al*	= 28,55
CaO.	8,68%	*fm*	= 35,57
MgO	5,24%	*c*	= 27,09

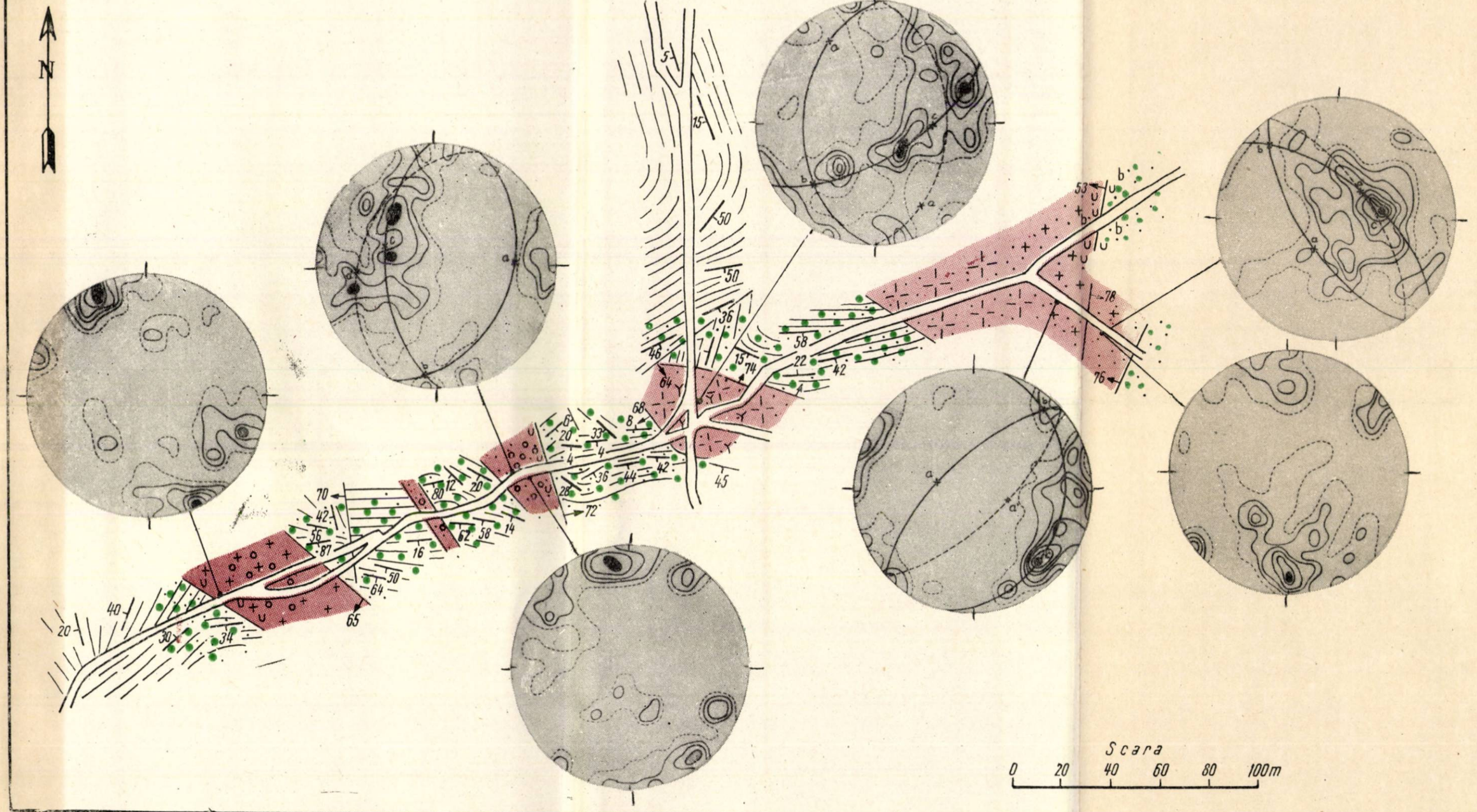
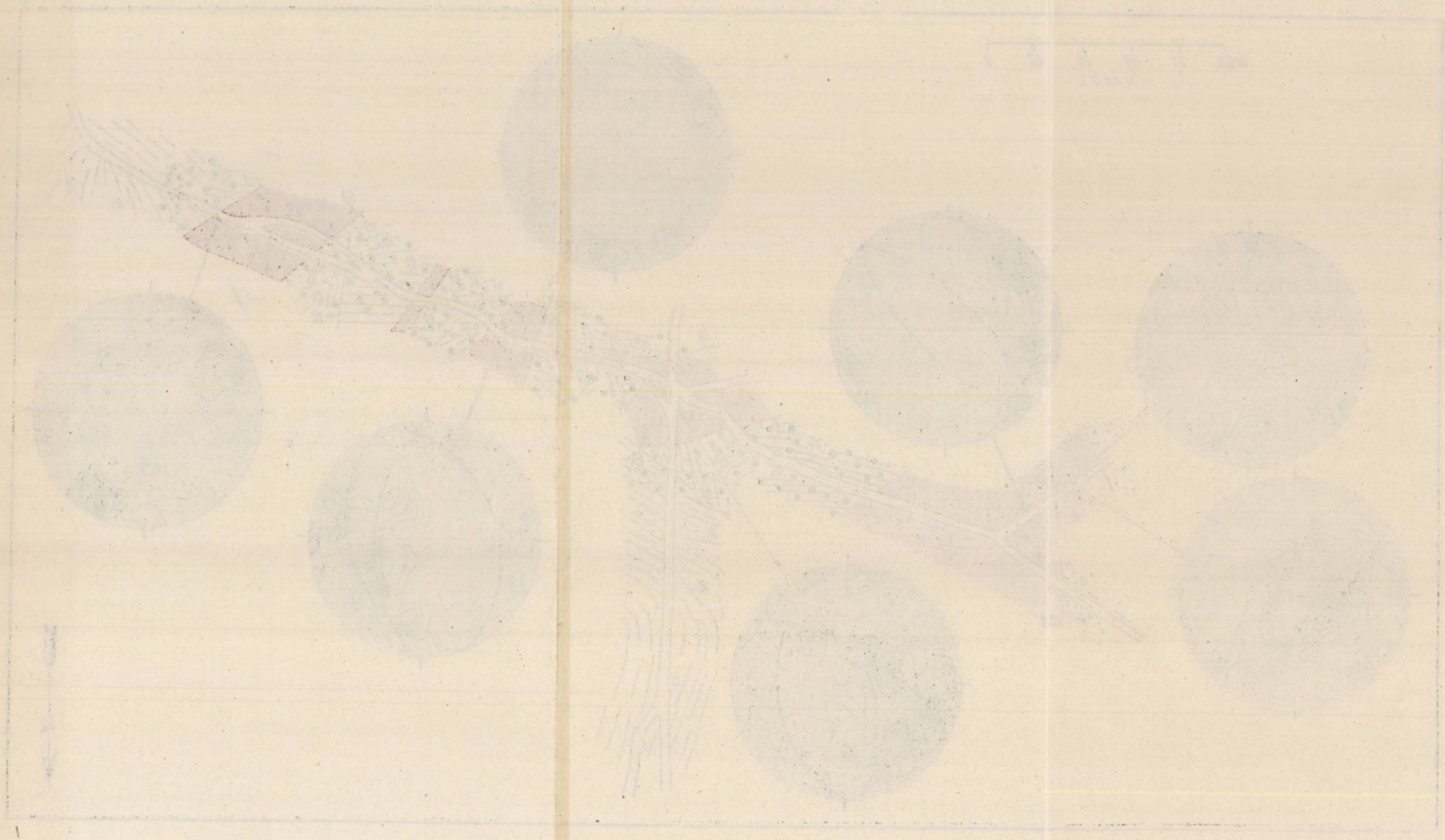


Fig. 2. — Cartodiagrama structurală a direcţionalei filonului „Zincos", orizontul — II. Herja.



Na_2O	2,75%	*alk*	= 10,77
K_2O	1,65%	*k*	= 0,28
TiO_2	0,55%	*mg*	= 0,63
MnO	0,14%	*c/fm*	= 0,76
$H_2O^{-105°\,C}$	0,04%	*w*	= 0,38
$H_2O^{+105°\,C}$	0,84%	*Ls*	= 0,46
CO_2.	1,00%	*Fs*	= 0,28
P_2O_5	urme	*Qs*	= 0,13
S	0,32%	*qz*	= 21,72
Total	100,28%		

Analist: C. Popescu

În clasificarea lui Niggli, aceste roci se situează în domeniul tipului magmatic *si-* gabbrodioritic, iar valoarea *qz* indică o rocă slab suprasaturată cu silice.

Andezitele cu piroxeni şi hornblendă alcătuiesc dike-urile de dimensiuni mai reduse, precum şi părţile periferice ale corpurilor subcrestate mari şi ale dike-urilor mai groase. Ele se deosebesc foarte greu în observare megascopică de varietăţile holocristaline. La microscop se evidenţiază o masă fundamentală pilotaxitică, cu microlitele de feldspaţi dispuşi subfluidal în care sînt prinse fenocristale. Determinările la măsuţa Fedorov indică pentru plagioclazi un conţinut în anortit de 50—60%, care rar coboară pînă la 47% sau urcă pînă la 68% la indivizii zonaţi. Legile de maclă sînt în general aceleaşi ca în varietăţile holocristaline, însă cu frecvenţă diferită. Aici predomină maclele de Albit (aproape 50% din determinările efectuate), iar restul se împarte între Karlsbad şi Albit-Ala. Polii se proiectează şi aici fie în domeniul dintre cele două curbe, fie pe curba de temperatură joasă, ca o consecinţă a consolidării lente, proprie condiţiilor subcrustale.

Mineralele femice sînt reprezentate prin piroxeni şi hornblendă comună. În partea periferică a corpului, în apropierea zonei de contact, se observă cum hornblenda secundară înlocuieşte piroxenii formaţi anterior (pl. I, fig. 8). Adesea se constată prezenţa unor granule de cuarţ corodat în cantitate redusă. Acest tip de andezite conţine adesea enclave de roci holocristaline, ceea ce dovedeşte că în ascensiunea lor ele au întîlnit asemenea roci.

Andezitele piroxenice propilitizate apar în partea de vest a zăcămîntului Herja şi au fost urmărite în galeria Albert şi Ioachim, menţinîndu-se cu aspect aproape constant pe distanţe de peste 200 m. Sînt roci puternic alterate hidrotermal, au culoare deschisă, cenuşie-albicioasă, şi sînt foarte friabile.

La microscop se observă prezenţa unei paste microgranulare, care în multe cazuri este complet înlocuită cu granule fine de cuarţ secundar. În această pastă sînt prinse fenocristalele de plagioclazi, puternic sericitizaţi, minerale femice aproape complet cloritizate şi minerale opace. Mineralul femic iniţial se mai poate recunoaşte în unele secţiuni de obicei după conturul bazal sau, mai rar, după extincţie, dovedindu-se a fi un hipersten. Calcitul de asemenea contribuie la înlocuirea mineralelor primare. El se prezintă în plaje alotriomorfe sau umple golurile rocii. Cuarţul secundar este şi el prezent în cantităţi apreciabile, înlocuind pasta rocii sau umplînd crăpăturile microscopice ale acesteia.

În galeria Ioachim, la circa 300 m de la gura galeriei, andezitul piroxenic propilitizat primește treptat o structură holocristalină porfirică. Roca este puternic transformată hidrotermal, mineralul secundar predominant fiind sericitul. Acesta se insinuează în crăpăturile și pe fețele de clivaj ale plagioclazilor, înlocuind treptat cea mai mare parte a masei mineralului.

Fenocristalele de plagioclazi, suficient de proaspeți pentru a fi determinați la măsuța Fedorov, au arătat o compoziție de 48—63% An, mai frecvente fiind cele cuprinse între 50 și 55%. Dintre legile de maclă predomină cele de Albit, după care, în ordinea frecvenței, urmează legea de Karlsbad și Albit-Ala.

Masa fundamentală a rocii este holocristalină granulară, alcătuită din cristale de feldspați de dimensiuni mai reduse decît fenocristalele și din produsele de alterare ale mineralelor femice.

În galeria Albert, la o distanță de aproximativ 180 m de la gura galeriei, andezitul piroxenic este aproape complet înlocuit cu cuarț secundar și cu sericit. Acesta din urmă înlocuiește complet fenocristalele, fără a mai păstra nici măcar conturul lor inițial. Cuarțul, în schimb, înlocuiește pasta rocii, alcătuind un mozaic format din microcristale alotriomorfe. În unele secțiuni se mai observă fantome de feldspați și de piroxeni, care pot fi identificate după contur sau după unele fragmente relicte. Fierul eliberat din mineralele melanocrate se acumulează sub forma unor minerale opace în jurul fostelor fenocristale sau se împrăștie în toată masa rocii.

Piroclastitele au o răspîndire modestă în regiunea studiată. Ele apar în subteran în galeria Albert (orizontul +I), unde se intercalează concordant între stratele de marne probabil sarmațiene. Au rezultat din exploziile succesive ale unor aparate vulcanice situate la o distanță destul de mare față de regiunea noastră.

Admitem posibilitatea ca aceste produse de explozie să fie sincrone cu andezitele de Seini, considerate de cercetătorii anteriori ca fiind de vîrstă posttortoniană și care au o largă răspîndire în partea de vest a Munților Gutîi. Considerăm totodată că ele sînt singurele reprezentante ale acestor erupții în perimetrul Herja. Cu altă ocazie, noi ne-am exprimat părerea (13) că andezitele alterate din regiunea Herja — Chiuzbaia nu au nimic comun cu așa-zisele andezite de Seini. La locul citat, noi am adus și argumentația petrografică a afirmațiilor noastre. Răspîndirea pe o suprafață atît de mare a acestui tip de andezite ar fi de fapt și o imposibilitate vulcanologică. Se poate admite, în schimb, deplasarea produselor de explozie la o asemenea distanță.

Figura 1 reprezintă alternanța dintre breciile de explozie și tufuri, așa cum a fost observată în galeria Albert. Tufurile fine, alcătuite din fragmente de feldspați, cuarț, produse de alterație a mineralelor melanocrate și minerale opace, alternează cu brecii alcătuite din elemente de mărimi variate, atingînd 5 cm în diametru, dar care se mențin de obicei la mărimea de aproximativ 1 cm. Ele sînt alcătuite din fragmentele ușor rotunjite ale andezitelor alterate, amestecate cu elemente de roci sedimentare, smulse din roca înconjurătoare în momentul exploziei. Alternanța ritmică a materialului granulometric bine sortat, precum și stratificația riguroasă, concordantă cu sedimentele marine detritice, pledează pentru un transport aerian și sedimentare în mediu marin.

Breciile tectonice constituie o largă zonă între andezitele piroxenice propilitizate şi depozitele sedimentare (fig. 3). În galeria Ioachim, ele ating o grosime considerabil mai mare decît în galeria Albert. Breciile sînt alcătuite din elemente eruptive şi sedimentare de dimensiuni foarte variate, fiind cuprinse între ordinul centimetrilor şi al mai multor decimetri. Elementele eruptive sînt reprezentate prin andezite piroxenice propilitizate, cu care vin în contact.

Studiul microscopic a pus în evidenţă pentru elementele eruptive, colectate din galeria Albert, acelaşi grad de transformare hidrotermală ca şi la roca de la contactul lor. Sînt puternic silicifiate şi sericitizate, iar fenocristalele se mai recunosc uneori doar după contur.

Elementele sedimentare ale breciilor sînt reprezentate prin aceleaşi marne care alcătuiesc roca înconjurătoare a andezitelor piroxenice propilitizate. Elementele mari ale breciei sînt prinse într-un ciment alcătuit dintr-un material eterogen de aceeaşi natură, dar de granulaţie mult mai fină. Bazîndu-ne pe aceste constatări, precum şi pe faptul că ele au o continuitate mai mare pe verticală decît pe orizontală, le considerăm brecii tectonice.

PROCESE DE CONTACT ŞI AUTOMETAMORFICE

Punerea în loc a dyke-urilor şi a corpurilor subcrustale a cauzat intensa transformare contactmetamorfică a depozitelor sedimentare înconjurătoare. În observare megascopică, aceste transformări se concretizează prin aspectul compact şi dur al rocilor sedimentare, printr-o coloraţie mai închisă şi prin pierderea treptată a stratificaţiei. În cazuri extreme, datorită acestor aspecte, ele se confundă uşor cu rocile eruptive, natura reală a rocii putîndu-se descifra doar la microscop.

Observaţiile atente asupra transformărilor suferite atît de rocile eruptive, cît şi de cele sedimentare ne-au condus la constatarea că în timpul intruziunii şi al consolidării corpurilor subcrustale s-au petrecut fenomene care au influenţat reciproc aceste roci. Acţiunea reciprocă a fost determinată de anumiţi factori, dintre care credem că cei mai importanţi au fost : diferenţa dintre temperatura scăzută a rocilor sedimentare şi cea ridicată a magmei în ascensiune, durata acţiunii temperaturii ridicate — aceasta fiind direct proporţională cu dimensiunea corpurilor intrusive — şi influenţa umidităţii sedimentelor, care a fost mobilizată datorită temperaturii şi presiunii ridicate, cauzate de magma în ascensiune.

Dyke-urile de dimensiuni mai reduse nu au provocat modificări esenţiale în rocile înconjurătoare şi nu au fost nici ele influenţate simţitor. În schimb, corpurile intrusive mari, în special la orizonturile inferioare (—IV şi —VI), au provocat transformări considerabile. Influenţa de răcire a sedimentelor, acţionînd asupra corpurilor intrusive, a dus la scăderea cristalinităţii acestora, provocînd formarea unei zone marginale cu structură porfirică tipică, proprie andezitelor. În măsura în care înaintăm spre interiorul corpurilor, cristalinitatea rocii creşte treptat, ajungînd în interior la structuri holocristaline granulare, prin intermediul unor structuri de tranziţie, holocristaline porfirice. În dyke-urile de dimensiuni reduse, datorită răcirii mai rapide, nu s-a putut realiza această zonalitate structurală.

Temperatura ridicată a corpurilor intrusive, acţionînd asupra rocilor sedimentare, a dus la mobilizarea umidităţii acestora. Vaporii de apă

astfel formaţi, aflaţi sub presiune ridicată, au influenţat nu numai gradul de cristalizare a rocilor eruptive, dar au provocat şi unele modificări în compoziţia mineralogică a acestora. Astfel se explică transformarea foarte frecventă a piroxenilor cristalizaţi anterior în hornblendă secundară (uralitizare), constatată adesea la periferia corpurilor intrusive mai mari (orizonturile —II, —IV şi —VI), iar în cazul mai avansat al procesului formarea biotitului secundar pe seama hornblendei (pl. II, fig. 9). Faptul că uralitizarea piroxenilor şi biotitizarea secundară s-au produs sub acţiunea vaporilor de apă mobilizaţi din rocile sedimentare înconjurătoare este dovedit şi prin aceea că aceste minerale secundare apar uneori şi în fisurile şi între planele de stratificaţie ale rocilor înconjurătoare, în imediata vecinătate cu contactul. Dacă uralitizarea şi biotitizarea ar fi rezultat din procese hidrotermale propriu-zise, ele s-ar fi localizat nu de-alungul planelor de contact, ci de-a lungul filoanelor metalifere, în dreptul cărora, după cum se ştie, procesele hidrotermale se manifestă cel mai intens.

Graţie transformărilor contactmetamorfice, care au dus la modificarea proprietăţilor fizice ale rocilor sedimentare, mai tîrziu, în timpul mişcărilor tectonice şi al proceselor hidrotermale, ele s-au comportat la fel ca rocile eruptive, constituind împreună un ecran impermeabil pentru soluţiile hidrotermale mineralizatoare care au generat filoanele metalifere. Astfel se explică faptul că în acest zăcămînt filoanele metalifere trec aproape „pe nesimţite" din corpurile eruptive în rocile sedimentare, fără a suferi vreo modificare esenţială în ceea ce priveşte cantitatea sau calitatea mineralizaţiei, spre deosebire de cazurile generale, cînd filoanele metalifere prezintă tendinţă de efilare atunci cînd trec din eruptiv în roci sedimentare.

În fază ulterioară pneumatolitică-hidrotermală, rocile care cuprind filoanele metalifere au suferit intense modificări. Privind în ansamblu aceste fenomene, se poate constata o anumită zonalitate a proceselor de transformare autometamorfică. Astfel, în zonele adînci (orizontul —VI), noi am observat prezenţa *turmalinei*. Cristalele prismatice de turmalină se dispun radiar în pasta porfirelor cuarţdioritice (pl. II, fig. 10). În ciuda dimensiunilor reduse, ele se recunosc relativ uşor după pleocroismul caracteristic acestor minerale. Turmalinizarea reprezintă aici un proces de temperatură ridicată şi totodată zona cea mai profundă a proceselor postmagmatice, la care au ajuns pînă în prezent lucrările miniere din acest zăcămînt.

O zonă următoare, remarcată la orizonturile —VI, —IV şi —II, este *zona hornblendei şi a biotitului secundar*. Aici nu este exclus ca procesele de autohidratare, începute în faza magmatică (momentul intruziunii corpurilor subcrustale), să se fi reluat în faza hidrotermală.

O *zonă de epidotizare* a fost remarcată de noi în orizontul —II. Epidotul substituie fenocristalele de plagioclazi (pl. II, fig. 11) sau însoţeşte enclavele de roci holocristaline, frecvente în aceste roci.

Silicifierea şi *sericitizarea* reprezintă o fază de temperatură scăzută a proceselor autometamorfice hidrotermale şi cuprind zone mult mai largi, afectînd aproape întregul perimetru minier, fiind prezente atît în păienjenişul de dyke-uri, cît şi în rocile sedimentare.

Prezenţa *calcitei*, de asemenea, nu este legată de anumite zone, ci se poate întîlni pretutindeni, ea fiind depusă de obicei în crăpăturile rocii.

Acest mineral este foarte comun şi în filoanele metalifere, unde prezintă o surprinzătoare bogăţie de forme cristalografice.

Pare a fi curioasă la prima vedere lipsa totală în perimetrul studiat a proceselor de metasomatoză potasică, cunoscînd că aceste procese sînt deosebit de răspîndite în perimetrele miniere vecine, mai ales la Săsar şi Dealul Crucii (3). Avînd însă în vedere faptul că metasomatoza potasică este legată în special de zăcămintele auro-argentifere, aşa cum a fost arătată şi în cazul altor regiuni similare din ţările vecine (11), lipsa ei în perimetrul Herja se dovedeşte a fi foarte firească. Dată fiind greutatea ionică mică a potasiului, acţiunea metasomatică a soluţiilor bogate în acest element se manifestă mai ales în zonele superficiale ale zăcămintelor, care coincid cu zona auro-argentiferă. În zăcămintele unde lucrările miniere au pătruns deja în zona polimetalică a fost depăşită şi zona de metasomatoză potasică, ajungîndu-se în zona propilitică, proprie zonei polimetalice (de exemplu zăcămîntul Herja).

EVOLUŢIA TECTONICĂ ŞI PALEOVULCANOLOGICĂ A REGIUNII

Pentru reprezentarea orientării în spaţiu a principalelor elemente tectonice majore, observate în cuprinsul zăcămîntului Herja, am construit o blocdiagramă schematică (fig. 4). Toate planele figurate aici reprezintă poziţia medie a fiecărui element tectonic care a fost obţinută prin prelucrarea statistică a unui foarte mare număr de măsurători efectuate asupra aceluiaşi element tectonic. În consecinţă, fiecare plan din blocdiagramă reprezintă o poziţie de maximă concentrare a elementului dat.

După cum rezultă din studiile efectuate, activitatea eruptivă din regiunea Herja a fost introdusă de o intensă fază magmatică, de natură subvulcanică. Depozitele sedimentare atribuite eocenului au fost străbătute de numeroase dyke-uri şi corpuri intrusive de dimensiuni variate. Judecînd după forma şi dimensiunile acestora, care cresc spre profunzime, se poate presupune, cu destulă certitudine, prezenţa, la o adîncime nu prea mare faţă de orizonturile inferioare ale exploatărilor miniere actuale, a unui corp subvulcanic, de alura unui mare lacolit, de care este legat genetic zăcămîntul.

Deci, într-o fază posteocenă au avut loc mişcări tectonice, care au condus la formarea unor sisteme de falii, înlesnind punerea în loc a dyke-urilor. Pe blocdiagrama schematică (fig. 4), în care am căutat să arătăm relaţiile spaţiale ale orientării diverselor elemente tectonice, am figurat şi aceste linii tectonice vechi, care au determinat poziţia dike-urilor. Rezultă de aici că planele de contact ale dyke-urilor reprezintă două sisteme de falii conjugate, dirijate NV—SE şi înclină spre nord-est, respectiv spre sud-vest. Altă linie de contact, mai puţin importantă, este dirijată NE—SV, avînd înclinarea spre nord-vest.

Pentru stabilirea mai precisă a momentului în care s-a produs punerea în loc a dyke-urilor şi a corpurilor intrusive în perimetrul Herja, din păcate, nu dispunem deocamdată de date mai exacte. Luînd însă în considerare datele obţinute de N. Gherasi (1) în forajul de la Apa Sărată, Tăuţi — Măgheruş, unde asemenea corpuri de porfire cuarţ-dioritice străbat prin depozite sedimentare a căror vîrstă tortoniană a fost

determinată paleontologic, considerăm că nu ar fi exclus ca şi corpurile intrusive de la Herja să fie sincrone cu acestea. Cum însă aici depozitele sedimentare tortoniene nu au fost identificate ca la Apa Sărată, deocamdată

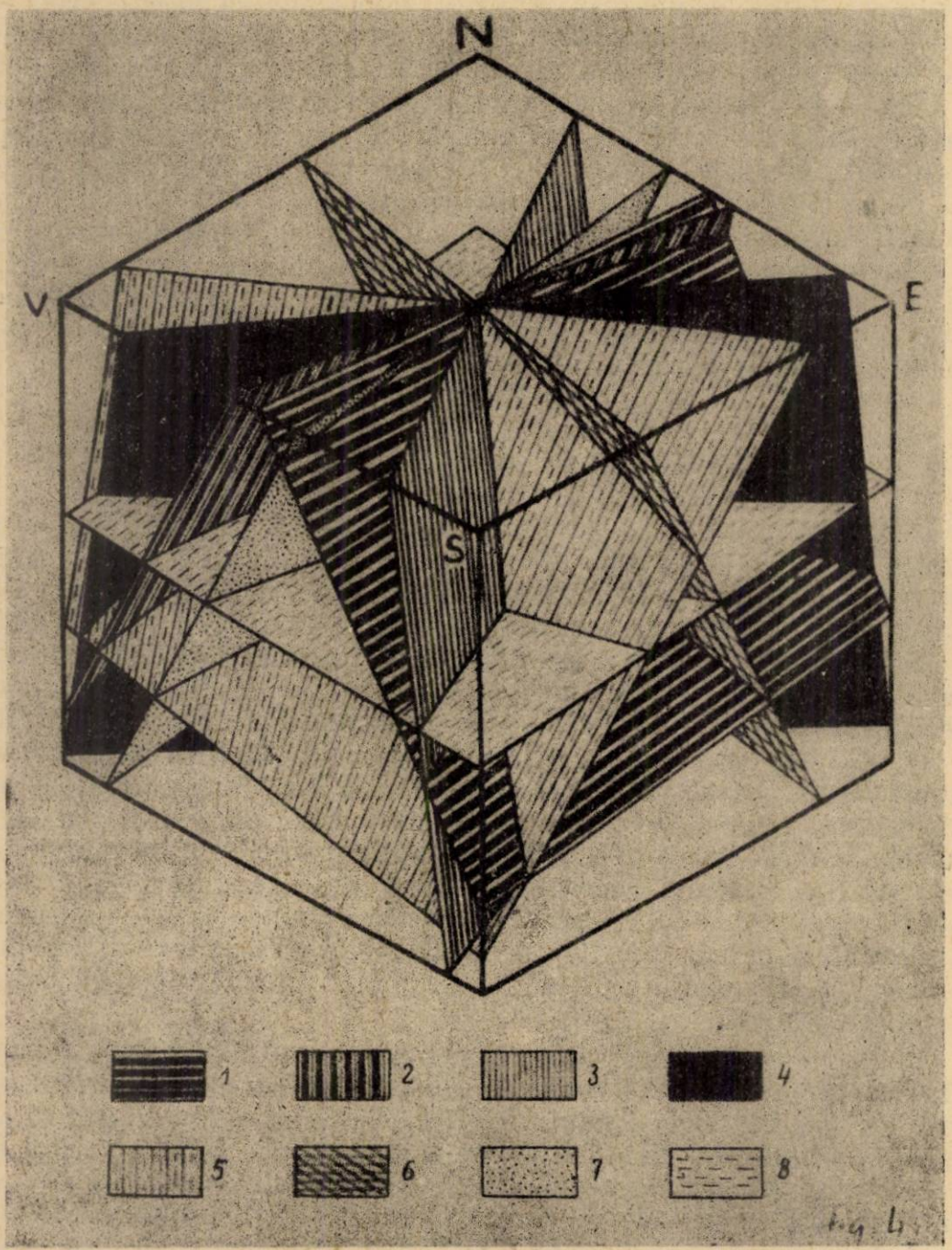


Fig. 4. — Blocdiagramă schematică reprezentînd principalele elemente structurale ale zăcămîntului Herja.

1 şi *2*, Falii tinere nemineralizate; *3*, falii verticale caolinizate; *4*, poziţia generală a filonului „Zincos"; *5,6* şi *7*, planele de contact dintre corpurile eruptive şi rocile sedimentare; *8*, poziţia generală a stratificaţiei depozitelor sedimentare.

nu se pot face afirmaţii mai precise cu privire la vîrsta corpurilor intrusive. Ceea ce ştim deocamdată este că ele sînt posteocene, dar aceasta nu înseamnă, evident că trebuie să aparţină termenului imediat următor.

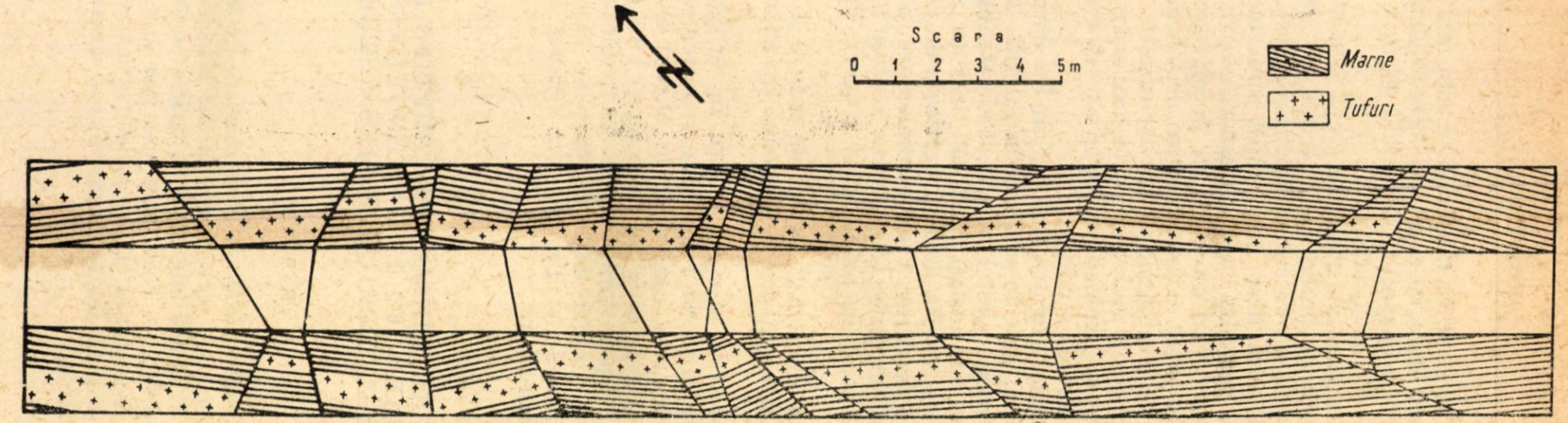


Fig. 5. — Detaliu tectonic în galeria Albert, orizontul + I.

În ultima vreme se clarifică din ce în ce mai mult faptul că fazele efusive din regiunea Baia Mare, ca şi din celelalte regiuni eruptive din cuprinsul lanţului vulcanic al Carpaţilor Orientali, au fost precedate de manifestări subvulcanice (1), (12), (14), (15).

Mişcările tectonice care au avut loc după consolidarea corpurilor intrusive au creat faliile şi liniile de fractură ale sistemului filonian. Faliile majore sînt dirijate est-vest şi au înclinare mare, foarte apropiată de poziţia verticală. O altă linie, mai puţin importantă, este dirijată nord-sud, fiind deschisă probabil după terminarea fazei principale de mineralizare, care însă a constituit calea de ascensiune pentru soluţiile tardive, de temperatură joasă. Aceste fracturi de obicei sînt umplute cu calcit sau sînt însoţite de o salbandă intens caolinizată.

Primele dovezi sigure ale activităţii vulcanice le avem din sarmaţian, cînd au avut loc o serie de explozii succesive ale unor aparate vulcanice situate în afara perimetrului studiat.

Într-un moment situat în postsarmaţian, au loc erupţiile reprezentate prin andezitele piroxenice, puse în evidenţă în galeriile Albert şi Ioachim. Ceea ce ştim sigur în privinţa vîrstei lor este că ele străbat prin depozitele sedimentare sarmaţiene. În acelaşi timp sau într-un moment ulterior, regiunea este afectată de o serie de falii verticale de proporţii modeste, nemineralizate, care au fracturat rocile sedimentare şi au provocat un uşor joc pe verticală a blocurilor. Amploarea acestor mişcări a putut fi apreciată datorită unui strat de tufuri, care a servit drept reper în urmărirea lor (fig. 5).

O intensă activitate postmagmatică, de natură hidrotermală, duce la formarea zăcămîntului metalifer, şi provoacă transformările autometamorfice ale rocilor.

O ultimă fază efusivă, al cărei centru de erupţie se află, după toate probabilităţile, în Muntele Igniş, este reprezentată prin placa de andezite piroxenice proaspete, care apar în Dealul Chiuz. Menţionăm că pe profilele lui P. Polonic şi Gabriela Polonic (10), ele sînt figurate drept corpuri înrădăcinate. În realitate însă aici este vorba de resturile unei curgeri de lave, care se suprapun peste depozitele sedimentare. Lucrările miniere, care străbat Dealul Chiuz, au întîlnit numai roci sedimentare.

LA STRUCTURE DE CERTAINS CORPS ÉRUPTIFS DE LA RÉGION DE HERJA, BAIA MARE, ET LES PHÉNOMÈNES DE CONTACT ET AUTOMÉTAMORPHIQUES LIÉS ENTRE EUX

RÉSUMÉ

Dans la partie méridionale de la zone minière de Herja, Baia Mare, on a poursuivi la structure des corps éruptifs sur plus de 400 m de profondeur. On a mis en évidence une série de dykes et des corps intrusifs de proportion plus appréciable constitués par des diorites quartzifères, des porphyres quartz- dioritiques et des andésites à hornblende et pyroxènes. On a établi également les relations de ces corps avec les dépôts sédimentaires environnants.

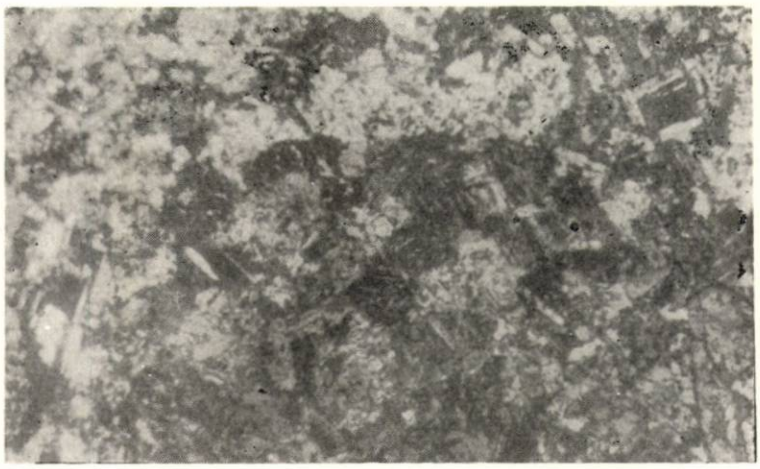


Fig. 6. — Cuarțdiorit. Nic. + 45 ×.

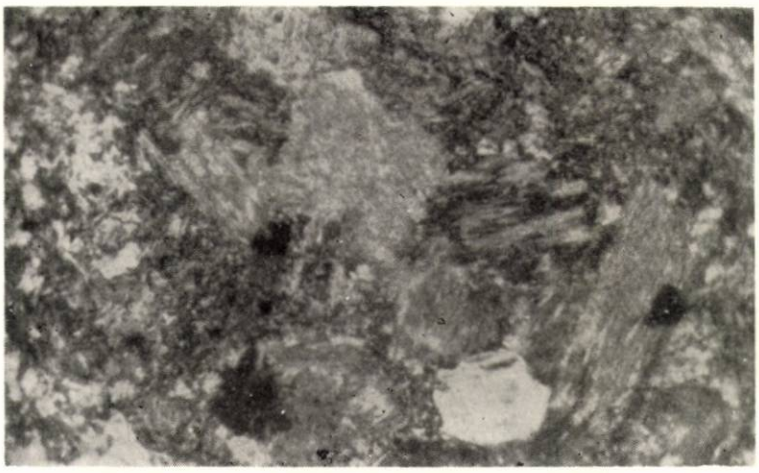


Fig. 7. — Piroxeni uralitizați în porfir cuarțdioritic. Nic. + 45 ×.

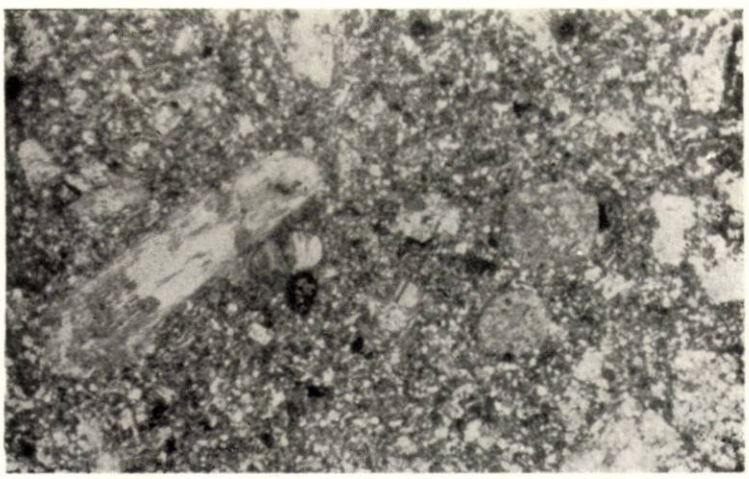


Fig. 8. — Andezit cu piroxeni și hornblendă, cu piroxenii uralitizați. Nic. + 45 ×.

Fig. 9. — Corneeană cu hornblendă și biotit. Nic. + 100 ×.

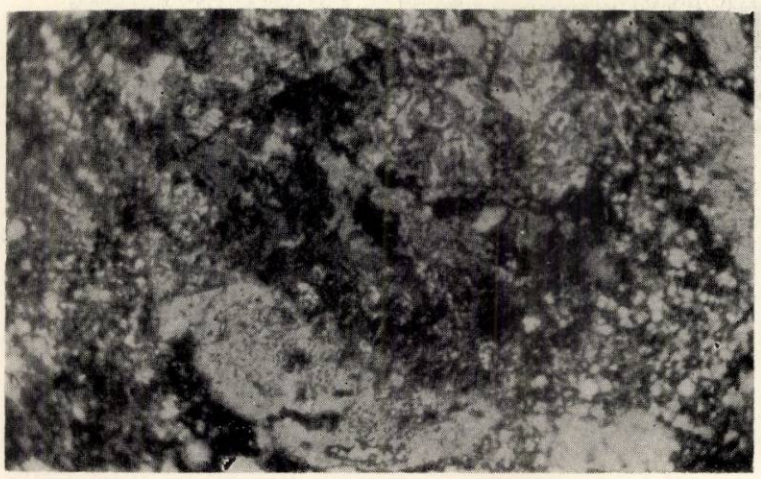


Fig. 10. — Cristale de turmalină în porfir cuarțdioritic Nic. + 100×.

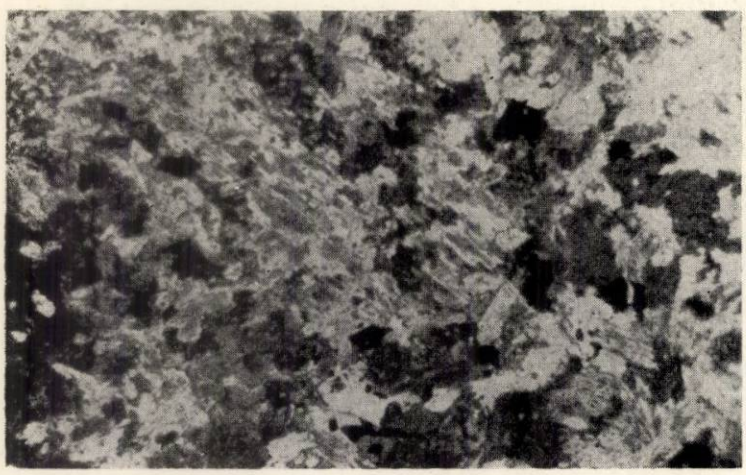


Fig. 11. — Epidotul substituie feldspații în andezitele cu piroxeni și hornblendă. Nic. + 100×.

La variation structurale des roches est la conséquence de la vitesse de refroidissement du magma, plus rapide à la périphérie par rapport aux parties centrales d'un corps éruptif. Les dépôts sédimentaires ont subi des processus intenses de métamorphisme de contact. À cause de ces processus, durant la minéralisation des filons, les roches sédimentaires se sont comportées d'une façon tout à fait similaire à celle des roches éruptives, en constituant un écran pour les solutions minéralisantes.

Les processus postmagmatiques, qui ont affecté aussi bien les roches éruptives que celles d'origine sédimentaire se sont manifestés par la formation de la tourmaline, de l'uralite, de la biotote, de l'épidote, de la silice, de la séricite et de la calcite, qui présentent une certaine zonalité verticale dans le gisement.

BIBLIOGRAFIE

1. Gherasi N. (1964), *Contribuţii la cunoaşterea unor erupţiuni neogene de la Baia Mare*, Dări de seamă, Com. geol., **L** (1961—1963), *1*, 15—26.
2. Giuşcă D. (1958), *Evoluţia vulcanismului în regiunea Baia Mare*, Asoc. geol. carp.-balc., Kiev.
3. — (1960), *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. cerc. geol., **V**, *3*.
4. Ianovici V., Giuşcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R. şi Gheorghiţă D. (1961), *Ghidul excursiilor, A — Baia Mare*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Bucureşti, 1961.
5. Iorgulescu T. (1955), *Microfauna unor profile din sectorul zonei eruptive a regiunii Baia Mare*, Dări de seamă Com. geol., **XXXIX** (1951—1952).
6. Marinescu Fl. (1964), *Date noi privind sarmaţianul şi panonianul din regiunea Baia Mare*, Dări de seamă Com. geol., **L** (1962—1963), partea a II-a, 251—258.
7. Paucă M. (1952), *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N şi E de Baia Mare*, Dări de seamă Com. geol., **XXXIX**, 55—69.
8. Pálfy M. (1916), *Nagybánya, Borpatak, Felsöbánya és Kisbánya bánya-geológiai viszonyai* (Situaţia geologico-minieră a regiunilor Baia Mare, Valea Borcutului, Baia Sprie şi Chiuzbaia), A M. kir. Föld. Int. Évi Jel. 1915 — röl, Budapesta, 392—413.
9. Petrulian N. (1934), *Étude chalcographique du gisement de plomb et de zinc de Herja, Transylvanie, Roumanie*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**.
10. Polonic P. şi Polonic Gabriela (1962), *Contribuţiuni la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (Baia Mare)*, Dări de seamă Com. geol., **XLVII** (1959—1960).
11. Székyné-Fux V. (1964), *Propilitesedés és kálimetaszomatózis Tokaji-hegységi vizsgálatok tükrében''* (Propilitizarea şi metasomatoza potasică în lumina cercetărilor din Munţii Tokaj), Föld. Közl., Budapesta, **XCIV**, *4*, 409—421.
12. Szőke A. (1964), *Enclavele eruptive şi sedimentare din lavele Harghitei de SE şi importanţa lor geologică*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *1*, 141—148.
13. — (1965), *Cercetări petrografice şi structurale petrologice în Valea Chiuzbaia şi în împrejurimi (Baia Mare)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *2*, 411—419.
14. Török Z. (1956 *a*), *Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe*, St. cerc. geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, **VII**, *1—4*.
15. — (1956 *b*), *A Kelemen-havasok, valamint a Görgényi — Hargita vulkáni lánc területén található fiatal eruptivum geológiai kutatásának módszertani kérdései* (Problemele metodologice legate de cercetarea geologică a regiunilor vulcanice tinere din cuprinsul lanţului vulcanic Călimani — Gurghiu şi Harghita), A koloszvári Bolyai Tudományegyetem 1945—1955, Cluj.

Primit în redacţie la 30 iunie 1967

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România,
Bucureşti

CONSIDERAȚII ASUPRA ETAPELOR METALOGENETICE PREALPINE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

55 (05)

Stabilirea etapelor magmatice ale ciclurilor prealpine prezintă o importanță deosebită pentru determinarea etapelor metalogenetice. Evoluția geologică a cristalinului Carpaților Orientali, așa cum a fost concepută pînă în prezent, a avut ca rezultat încadrarea diferitelor mineralizații în etape metalogenetice unice. Astfel, atît mineralizațiile ferifere și manganifere, cît și mineralizațiile de sulfuri polimetalice au fost considerate că apar la un anumit nivel stratigrafic, fiind generate de magmatismul inițial bazic și acid al geosinclinalului rifean. Noua concepție asupra evoluției geologice prealpine a Carpaților Orientali [1], permite rediscutarea încadrării stratigrafice a diferitelor tipuri de mineralizație pe baze noi. Prin diversificarea etapelor metalogenetice, divergențele dintre concepțiile diferiților autori încep să se clarifice. Mineralizațiile legate de cristalinul Carpaților Orientali sînt de trei tipuri : ferifere, manganifere și de sulfuri polimetalice. Vom discuta pe rînd încadrarea lor stratigrafică și procesele genetice care le-au generat.

Mineralizațiile ferifere. Aceste mineralizații sînt reprezentate prin zăcămintele de la Rusaia și Iacobeni. Ambele zăcăminte sînt cantonate între depozitele „unității mezometamorfice" (12). Lentilele stratiforme ale zăcămîntului Rusaia sînt intercalate într-un orizont de șisturi muscovitice și șisturi sericito-cloritice, situate deasupra unui nivel subțire de amfibolite retrometamorfozate și șisturi clorito-albitice cu mangan. Orizontul mineralizat suportă un nivel discontinuu de calcare, situat în apropierea limitei dintre seria de Bretila și formațiunea epimetamorfică. În primul rînd remarcăm că depozitele „seriei epimetamorfice", care acoperă flancul vestic al anticlinalului Bretila, se încadrează în paleozoicul inferior. Pachetul de șisturi cristaline în care apare cantonat zăcămîntul Rusaia, după caracterele litologice-petrografice, aparține rifeanului,

[1] Marcela Dessila-Codarcea, *Asupra terenurilor metamorfice din Carpații Orientali*, în volumul de față, p. 315.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 423–430, București, 1968

el reprezentînd foarte probabil partea sa inferioară, corespunzătoare biharianului. Aceasta se acordă foarte bine cu faptul că biharianul din Carpaţii româneşti este o formaţiune caracteristică unei etape iniţiale, conţinînd material vulcanic bazic din abundenţă. Menţionarea unor metajaspilite ferifere în minereul de la Rusaia prezintă o semnificaţie deosebită în această privinţă. Metamorfismul regional, care a afectat formaţiunea feriferă vulcano-sedimentară, corespunde de fapt faciesului şisturilor verzi, subfaciesul cuarţ-albit-biotit, după cum arată şi H. Kräutner (12); acest fapt este în dezacord cu încadrarea zăcămîntului Rusaia în „unitatea mezometamorfică". Minereul de la Iacobeni prezintă o formă de zăcămînt asemănătoare. El apare însă într-o asociaţie litologică-petrografică, în seria de Iacobeni — Vatra Dornei, diferită: şisturi muscovitice cu porfiroblaste de albit şi magnetit, cuarţite albitice cu spesartin şi magnetit, albitite spesartinice cu magnetit. Metamorfismul regional corespunde de asemenea faciesului şisturilor verzi, subfaciesul cuarţ-albit-almandin, încît se pune în mod identic problema încadrării lui inexacte în „unitatea mezometamorfică". Faptul că zăcămîntul de la Iacobeni se deosebeşte clar din punct de vedere mineralogic şi petrografic de cel de la Rusaia sugerează apartenenţa lor la etape metalogenetice diferite, generate posibil de faze sau chiar cicluri tectonice diferite. În acest sens, zăcămîntul de la Iacobeni, legat de asemenea de manifestările unui magmatism iniţial, ar putea fi legat genetic de alutian. Această posibilitate este de altfel arătată (12), fără a se încerca însă o atribuire la ciclurile tectonice precambriene recunoscute în Carpaţi. Coexistenţa în Carpaţii româneşti a unor termeni aparţinînd etapei iniţiale geosinclinale a diferitelor cicluri tectonice prealpine a fost arătată în mai multe rînduri (3), (4).

Mineralizaţiile manganifere. Zăcămintele de mangan de la Dadu şi Coşna au făcut obiectul unui studiu complex geologic şi geochimic (7). Orizontul manganifer prezintă următoarea succesiune a pachetelor de şisturi cristaline: nivelul bazal este constituit din şisturi cuarţito-clorito-sericitice şi şisturi clorito-sericitice, urmat de un nivel de şisturi grafitice cu intercalaţii de roci verzi, peste care se situează în succesiune normală primul nivel manganifer, alcătuit din cuarţite negre şi roci cu mangan. Nivelul următor al şisturilor clorito-sericitice cu intercalaţii de şisturi grafitice şi şisturi calcaroase suportă nivelul superior manganifer, acoperit de şisturi clorito-sericitice şi, în continuare, de nivelul inferior al porfiroidelor din complexul median. Orizontul manganifer este considerat a constitui partea superioară a complexului inferior în continuitate de sedimentare şi metamorfism peste orizontul şisturilor blastopsefitice, conform succesiunii „seriei epimetamorfice" în vechea concepţie. În această concepţie, orizontul manganifer ar reveni proterozoicului superior. Prezenţa rocilor verzi, reprezentate prin şisturi cloritice, şisturi cloritice cu calcit şi epidot, şisturi clorito-sericitice cu albit, rezultate prin metamorfozarea unor tufuri şi tufite bazice, prezintă un interes deosebit în noua concepţie asupra evoluţiei prealpine a Carpaţilor Orientali. Remarcăm că magmatismul bazic iniţial al ciclului baicalian (amfibolitele bihariene) apare mult mai jos în succesiunea stratigrafică din această unitate, încît manifestarea sa la nivelul menţionat este destul de îndoielnică. În schimb, prezenţa rocilor verzi în baza formaţiunii paleozoicului inferior marchează etapa

inițială a geosinclinalului caledonian. Din examinarea hărții stratigrafice a regiunii Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni — Coșna (6) se observă că în anticlinalul Cîrlibaba — Dadu nu apar orizonturi blastodetritice ; pe ambele flancuri, în structurile sinclinale există, în schimb, orizonturi de roci porfiroide și de șisturi cu intercalații de calcare, care aparțin foarte probabil paleozoicului.

În regiunea Coșna, de asemenea, nu sînt figurate pe hartă roci blastodetritice ; în orizonturile superioare predomină rocile porfiroide, iar calcarele lipsesc. În bazinul văii Deaca și Pîrîului Omului, unde orizontul rocilor blastodetritice prezintă o dezvoltare caracteristică, nu sînt menționate apariții de minereu de mangan. Poziția concentrațiilor manganifere din regiunea Coșna este deci mai puțin clară, datorită îndeosebi lipsei calcarelor, caracteristice formațiunilor paleozoice. Generarea lor de etapa inițială caledoniană este totuși discutabilă ; stabilirea corelației nivelelor manganifere cu rocile verzi, care reiese mai puțin clar din hartă (deși este afirmată în text), precum și caracteristicile orizontului porfiroidelor ar fi o indicație prețioasă în această privință.

Apartenența unora dintre concentrațiile manganifere proterozoicului superior nu este de altfel exclusă. În acest mod, ipoteza depunerii materialului primar în același bazin de sedimentare, din aceeași sursă, ar fi infirmată (7), căpătînd o explicație logică unele deosebiri în chimismul și paragenezele mineralogice ; aceste deosebiri au fost explicate prin variația condițiilor de formare a minereului, datorită poziției diferite față de linia de țărm și adîncime. Este semnificativ faptul că în zăcămîntul Dadu predomină carbonații de mangan și de fier, iar în zăcămîntul Coșna predomină silicații și oxizii de mangan și fier ; magmatismul inițial caledonian a determinat prezența frecventă a carbonaților de fier în depozitele paleozoicului inferior, după cum am mai arătat, în timp ce în depozitele metamorfice rifeene ei sînt absenți. În viitor deci, discuțiile asupra genezei concentrațiilor de mangan vor putea fi reluate pe baze noi. Remarcăm de alftel că ambele zăcăminte apar pe aliniamente diferite de aliniamentul de cuarțite și șisturi grafitice, atribuit rifeanului pe criterii microfloristice (9).

Mineralizațiile de sulfuri polimetalice. Concepțiile asupra genezei zăcămintelor de sulfuri polimetalice din Carpații Orientali sînt foarte controversate. Metamorfozarea regională a acestor zăcăminte a fost, în general, recunoscută de toți cercetătorii. Ipoteza originii sedimentare a făcut loc, în ultimul timp, ipotezei genezei hidrotermale și exalativ sedimentare a acumulărilor de sulfuri polimetalice din această unitate carpatică.

Studiul stratigrafic și structural al terenurilor cristalofiliene din Carpații Orientali a avut ca rezultat stabilirea poziției orizontului zăcămintelor de sulfuri în seria sedimentogen-vulcanogenă acidă (1), (2), sau în complexul median al porfiroidelor (6), (19). Asocierea mineralizațiilor cu rocile porfiroide și considerarea apariției lor la același nivel stratigrafic fuseseră de altfel arătate anterior (20). Ridicarea problemei divizării acestui complex sau serie — considerată pînă în prezent în unanimitate reprezentînd același pachet stratigrafic, marcînd o etapă unică, specifică evoluției Carpaților Orientali — în două serii de vîrste diferite, generate de cicluri tectonice deosebite (baicalian și caledonian), determină în mod necesar o reconsiderare a concepțiilor referitoare la geneza și poziția zăcămintelor de sulfuri polimetalice. În acest mod este posibil ca unele neconcor-

danțe între concepțiile exprimate de diferiți autori să-și găsească o explicație logică.

Prima problemă care trebuie discutată este aceea a prezenței unui singur aliniament de mineralizații Burloaia — Fundu-Moldovei — Leșul Ursului. Din schița geologică în care este trasată linia zonelor mineralizate (11), reiese de fapt destul de clar posibilitatea existenței a două aliniamente de mineralizații; aliniamentul Fundu-Moldovei prezintă de altfel o poziție puțin exterioară față de cel de la Leșul Ursului. Compararea coloanelor stratigrafice de la Fundu-Moldovei și Leșul Ursului relevă deosebiri litologice, care ar putea fi determinate de apartenența lor unor grupe diferite. Secțiunile geologice prin zăcămintele de la Leșul Ursului și Fundu-Moldovei pun în evidență, de asemenea, deosebiri importante în privința stilului tectonic, reprezentat prin cute strînse, intens faliate și decroșate în primul caz, în vădit contrast cu cutele largi nefaliate în cazul al doilea. Aceste observații arată de altfel destul de sugestiv că zăcămintele Leșul Ursului și Fundu-Moldovei nu sînt echivalabile. În schimb, atît zăcămîntul Burloaia, cît și cel de la Fundu-Moldovei, situate pe același aliniament, sînt cantonate între depozite paleozoice. Zăcămîntului Burloaia, localizat într-o asociație litologică-petrografică caracteristică cambrianului, i s-a atribuit o origine mixtă de tip exalativ sedimentar (20).

În depozitele metamorfozate aparținînd paleozoicului inferior de pe Valea Cepelor din Rodna au fost descrise mineralizații de sulfuri polimetalice; peste mineralizațiile de pirită de origine sedimentară s-ar fi suprapus, printr-un proces hidrotermal tîrziu, mineralizații de sulfuri polimetalice (18).

Din cele expuse mai sus reiese clar că atît zăcămintele de pe aliniamentul Burloaia — Fundu-Moldovei, cît și mineralizațiile din Rodna au fost generate de ciclul caledonian. Ipotezele asupra genezei zăcămintelor de sulfuri polimetalice diferă; existența unor acumulări exalativ sedimentare și a altora hidrotermale pare a fi fost foarte probabilă.

Situația zăcămîntului de la Leșul Ursului este foarte puțin clară. Acest zăcămînt apare cantonat în aria de dezvoltare a seriei sedimentogen-vulcanogenă acidă rifeană (1). Această situație și existența unor impregnații de sulfuri în rocile vulcanice acide au determinat stabilirea unei legături genetice între acest zăcămînt și magmatismul acid rifean (11). Remarcăm însă că cele trei zone de mineralizație sînt considerate dispuse concordant între șisturi clorito-albitice cu ilmenit și sfen, asociate cu șisturi clorito-sericitice, uneori cuarțitice, situate între șisturi grafitice și roci porfirogene (14), (15). Zona a III-a de la Leșul Ursului este situată între metatufuri acide și roci verzi, provenite din tufuri și roci eruptive bazice (11). Această situație a determinat atribuirea lor magmatismului bazic și acid al geosinclinalului rifean. În această privință este necesar să subliniem că șisturile clorito-albitice nu reprezintă întotdeauna corespondentul metamorfic al metatufurilor bazice; aceste roci pot rezulta și prin metamorfozarea unor filoane sau siluri bazice paleozoice. În noua concepție a evoluției prealpine a Carpaților Orientali, etapa inițială a geosinclinalului caledonian este caracterizată printr-un magmatism intens, care a produs frecvent diseminări de oxizi de fier și pirită în depozitele paleozoicului inferior [2].

[2] *Ibidem*, p. 315.

Legătura spațială dintre produsele tipice acestei etape (șisturi cloritoalbitice) și mineralizații este de altfel destul de evidentă.

Rocile porfiroide ale succesiunii stratigrafice din regiunea Bărnărel — Holdița nu reprezintă produse metamorfozate ale magmatismului inițial de geosinclinal; ele au fost generate de magmatismul acid al etapei terminale a geosinclinalului baicalian.

Din cele expuse mai sus rezultă că zăcămîntul de la Leșul Ursului ar putea să aibă o geneză complexă, fiind generat de două etape magmatice distincte.

Geneza zăcămîntului de la Leșul Ursului este una dintre problemele cele mai controversate ale geologiei terenurilor metamorfice din Carpații Orientali. Ipoteza unei geneze exalativ sedimentare a tuturor mineralizațiilor de sulfuri polimetalice din Carpații Orientali s-a sprijinit pe controlul stratigrafic al acumulărilor de sulfuri, forma de zăcămînt, ambianța geologică-petrografică, structura și textura minereului, date de petrologie structurală, compoziția mineralogică și chimică a minereului (11). Din punct de vedere geochimic s-a arătat că atît caracteristicile macroscopice și microscopice ale minereului, cît și distribuția elementelor majore și minore în zăcămîntul Leșul Ursului poartă amprenta specifică depunerilor din soluții hidrotermale; indicații că ar fi avut loc amestecuri de soluții străine nu apar (13), (14), (15). Pe baza acestor considerente s-a afirmat că ipoteza formării zăcămîntului Leșul Ursului din soluții hidrotermale, în condiții submarine (11), este greu de admis.

Studiul complex al minereului din zăcămîntul Leșul Ursului a determinat emiterea ipotezei existenței mai multor etape sau faze de mineralizare (15), faze generate însă de o singură metalogeneză. Faptul că minereul din zona I diferă din punct de vedere geochimic de cel din zona a II-a a justificat ideea că cele două zone s-au format în etape deosebite, din soluții diferențiate în timp și spațiu, marcînd faze de mineralizare distincte (14), (15). Această situație ar putea fi însă interpretată printr-un punct de vedere cu totul nou. Astfel, nu este exclus ca mineralizația generată de etapa inițială caledoniană să apară asociată în spațiu cu mineralizații legate de magmatismul acid baicalian. Distribuția elementelor diferite în minereul compact față de cel de impregnație (14) sugerează ideea existenței unor diseminări de pirită și în formațiunea rifeană.

Existența a două etape de mineralizare capătă astfel o explicație mai logică în concepția a două faze generate de cicluri tectonice diferite. Ipoteza reluării zonelor de fracturi proterozoice în paleozoic și ascensiunea soluțiilor hidrotermale generate de magmatismul intens caledonian aduc o soluție nouă controverselor actuale asupra genezei zăcămintelor de sulfuri polimetalice din Carpații Orientali. În acest sens remarcăm că nici situația zăcămîntului de la Bălan nu este clară. Observăm că, de altfel, unii autori au preconizat o legătură genetică a mineralizațiilor cu un magmatism bazic; apartenența acestui zăcămînt, de asemenea, ciclului caledonian este deci foarte posibilă.

Ipoteza unei etape unice metalogenetice (11) s-ar infirma. Din cele arătate mai sus rezultă o posibilitate de diversificare neașteptată a proceselor care au generat zăcămintele de sulfuri polimetalice din Carpații Orientali. Cele două etape de mineralizare sub formă de impregnații, baicaliană (Leșul Ursului) și caledoniană (Burloaia, Valea Cepelor, Fundu-

Moldovei), cu caracter exalativ sedimentar, le-a succedat o fază hidrotermală caledoniană (Leşul Ursului, Fundu-Moldovei etc.), urmată de metamorfozarea regională a zăcămintelor. Problema stabilirii existenţei şi a caracterului primei faze de mineralizare (baicaliană?) — exalativ sedimentară sau hidrotermală? — rămîne deschisă. Valoarea de 500 de milioane de ani, obţinută pentru zăcămîntul de la Leşul Ursului, situează metamorfozarea lui regională în caledonian, în acord cu cele arătate mai sus. Datele paleomagnetice care indică apartenenţa sa precambrianului ar putea fi explicate prin efectul produs de fundamentul rifean în care este amplasat.

CONCLUZII

În încheiere dorim să arătăm, în primul rînd, că încercările de paralelizare a zăcămintelor din Carpaţii Orientali cu cele din Poiana Ruscă nu sînt advenite (11).

— Complexul şisturilor micacee (din seria de Bistriţa — Bărnar) şi complexul inferior al şisturilor muscovitice-cloritice cu biotit şi granat (din seria de Vatra Dornei — Iacobeni) reprezintă termeni stratigrafici inferiori în raport cu seria terigenă inferioară din Poiana Ruscă.

— Complexul amfibolitelor şi calcarelor (din seria de Bistriţia — Bărnar), complexul amfibolitelor şi şisturilor muscovitice (din seria de Vatra Dornei — Iacobeni) şi seria de Bretila nu sînt corelabile decît parţial; complexul vulcanic sedimentar bazic al amfibolitelor şi calcarelor din seria de Bistriţa — Bărnar ar putea fi echivalent numai cu o parte din amfibolitele seriei de Vatra Dornei — Iacobeni şi ale seriei de Bretila, care reprezintă probabil filoane bazice. Rocile amfibolice marchează manifestări ale unui magmatism bazic iniţial, care se înscrie clar în precambrian (bihorianul). Seria vulcanogenă bazică din Poiana Ruscă prezintă o poziţie stratigrafică net superioară; această serie a fost atribuită paleozoicului inferior pe criterii microfloristice.

— Complexul şisturilor sericito-cloritoase-cuarţitice (din seria terigenă epimetamorfică) şi o parte a complexului metatufurilor acide (din seria vulcanogen-sedimentogenă acidă) s-ar putea corela numai parţial cu seria terigenă superioară din Poiana Ruscă; această serie aparţine în realitate în cea mai mare parte proterozoicului superior, poziţia sa în partea superioară a stivei epimetamorfice datorîndu-se unui contact tectonic. Seria vulcanogen-sedimentogenă acidă din Carpaţii Orientali se încadrează în mare parte în paleozoic.

Din cele arătate mai sus reiese clar că mineralizaţiile ferifere bihariene din Carpaţii Orientali nu sînt echivalente cu mineralizaţiile de acelaşi tip aparţinînd paleozoicului din Poiana Ruscă. Mineralizaţiile manganifere din Carpaţii Orientali, probabil de asemenea caledoniene, nu apar în Poiana Ruscă. În sfîrşit, mineralizaţiile de sulfuri polimetalice din Poiana Ruscă (zăcămîntul Muncelul Mic), care pe baza valorilor izotopice de 700 de milioane de ani corespund bihorianului, nu pot fi echivalente cu acumulările de sulfuri din Carpaţii Orientali legate de magmatismul iniţial caledonian, cu atît mai mult cu cît vîrsta absolută de 500 de milioane de ani, obţinută pentru zăcămîntul de la Leşul Ursului, şi apariţia multor zăcăminte de acest tip între depozitele paleozoicului inferior (Fundu-Moldovei, Burloaia) indică clar apartenenţa lor ciclului caledonian.

Noua concepție asupra evoluției prealpine a Carpaților românești aduce, după cum se vede, o serie de detalii în legătură cu încadrarea zăcămintelor în etapele magmatice ale ciclurilor tectonice care s-au manifestat în aria carpatică. În acest mod rezultă, în primul rînd, posibilități de descoperire de noi zone mineralizate. În al doilea rînd, stabilirea etapelor de mineralizație din Carpați va aduce date prețioase pentru completarea hărților metalogenetice prin scindarea subprovinciei metalogenetice a rocilor porfiroide acide și a aceleia a magmatismului inițial bazic în diviziuni corespunzătoare diferitelor cicluri tectonice ale paleozoicului și precambrianului.

CONSIDÉRATIONS SUR LES ÉTAPES MÉTALLOGÉNIQUES PRÉALPINES DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

La nouvelle conception concernant l'évolution préalpine des Carpates Orientales nous permet de reconsidérer la position stratigraphique et la genèse des minéralisations ferrifères, manganésifères et polymétalliques préalpines de cette unité. Les lentilles de minerai de fer de Rusaia et de Jacobeni sont localisées dans les formations initiales bihariennes et alutiennes, générées dans différents cycles tectoniques précambriens. Les minerais de manganèse de Dadu sont calédoniens, alors que ceux de Coșna sont probablement baïkaliens.

En ce qui concerne les minéralisations polymétalliques, elles sont situées à des niveaux stratigraphiques différents ; elles ont été produites dans des phases exhalatives — sédimentaires et hydrothermales baïkaliennes et calédoniennes. Il en résulte la possibilité inattendue de diversification des processus génétiques des divers types de gîtes minéraux, d'un évident intérêt économique.

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina și Mureșan M. (1967), *Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței*, Dări de seamă, Com. Stat Geol., **LIII** (1965—1966), partea I.
2. Codarcea-Dessila M., Bercia I., Kräutner H. și Mureșan M. (1964), *Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel — Holdița)*, Dări de seamă Com. geol., **L** (1962—1963), partea a II-a.
3. Dessila-Codarcea Marcela (1966), *Problema orizontării și răspîndirii rifeanului în România*, An. Com. Stat Geol., **XXXV**.
4. — (1967), *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Série de Géologie, **11**, *1*.
5. Ianovici V., Rădulescu D., Dimitrescu R., Kräutner H. și Mirăuță O. (1966), *Harta metalogenetică a României scara* 1. : 2 500 000, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**. *2*.
6. Ianovici V. și Ionescu C. (1966), *Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Tibăului — valea Coșna (Carpații Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**. *1*.

7. Ianovici V., Dimitriu Al. şi Ionescu C. (1966), *Studiul geologic şi geochimic al zăcămintelor de mangan Dadu şi Coşna (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
8. Ianovici V., Rădulescu D., Bercia I., Constatinoff D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuţă O. şi Papiu C. V., (1966), *Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
9. Iliescu V. şi Codarcea-Dessila M. (1965), *Contribuţiuni la cunoaşterea conţinutului microfloristic al complexelor de şisturi cristaline din Carpaţii Orientali*, Dări de seamă Com. geol., **LI** (1963—1964), partea a II-a.
10. Ionescu C. (1967), *Structura zonelor manganifere din regiunile Cîrlibaba (Muntele Dadu) şi Coşna*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LII** (1964—1965), partea a III-a.
11. 11. Kräutner H. (1965), *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.
12. — (1966), *Zăcămintele de fier de la Rusaia şi Iacobeni*, Dări de seamă, **LII**, (1964—1965), partea a II-a.
13. Petrulian N., Steclaci L., Sandu D. şi Oroveanu F. (1966), *Studiul mineralogic şi genetic al zăcămîntului polimetalic de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
14. — (1966), *Consideraţii geochimice asupra zăcămîntului polimetalic de la Leşul Ursului (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.
15. Petrulian N. şi Steclaci L. (1967), *Contribuţii geochimice la geneza zăcămîntului de la Leşul Ursului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.
16. Pitulea G. (1967), *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates orientales (région de Pop Ivan — Tulgheş)*, Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Serie de Géologie, **11**. *2*.
17. Rădulescu D. (1962) *Contribuţii la cunoaşterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de nord*, Dări de seamă Com. geol., **XLIII** (1955—1956).
18. Rădulescu I., Rădulescu L. şi Teucă I. (1967), *Piritele din Izvorul Cepelor (Munţii Rodnei)*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LII** (1964—1965), partea a III-a.
19. Savul M. şi Ianovici V. (1958), *Chimismul rocilor cu mangan din Carpaţii Orientali şi Meridionali din R.P.R.*, St. de geol., **3**, *1—2*.
20. Savu H. şi Vasilescu A. (1964), *Contribuţii la cunoaşterea rocilor porfiroide şi a zăcămintelor de sulfuri asociate şisturilor cristaline din regiunea Baia Borşa (Maramureş)*, Dări de seamă Com. geol., **XLVI** (1958—1959).

Primit în redacţie la 3 aprilie 1967

Institutul de geologie
al Comitetului de stat al Geologiei,
Bucureşti

ASUPRA PREZENȚEI MAUCHERITULUI ÎN MINERALIZAȚIA DE NICHEL DE LA BĂDENI (MUNȚII LEAOTA)

DE

GH. C. POPESCU

55(05)

În șisturile cristaline de tip Leaota, pe valea lui Dăniș, afluent pe dreapta al văii Bădeanca, apar acumulări cu aspect lenticular, alcătuite în principal din minerale de nichel (arseniuri și sulfuri) asociate cu pirită, ankerit, sericit și cuarț [1].

Mineralele metalice sînt următoarele, în ordinea frecvenței : maucheritul $Ni_{11}As_8$ (7) sau $Ni_{12-x}As_8$, unde $x \simeq 1$ (4), nichelina NiAs, cloantitul NiAs 3—2, milleritul NiS și pirita.

Maucheritul, a cărui prezență o semnalăm prima dată pe teritoriul patriei noastre, este principalul mineral metalic care se întîlnește în lentilele sus-menționate. El apare sub formă de acumulări cu aspect masiv, în cadrul cărora se disting forme rotunjite, care prezintă în spărtură proaspătă o culoare cenușie-roz strălucitoare și luciu metalic. Tot în spărtura proaspătă se observă aspectul fibros și lipsa clivajului. Se șlefuiește foarte bine și în secțiuni lustruite are o putere de reflexie foarte ridicată, culoare albă strălucitoare, cu nuanță roz. Cu nicolii în cruce se remarcă anizotropia foarte slabă (totuși vizibilă), care pune în evidență textura radiară, observabilă uneori și cu un singur nicol.

Pentru a confirma exactitatea determinării sale pe cale optică, am efectuat o debyeogramă din materialul presupus a fi maucherit.

Comparînd valorile obținute de noi cu cele date de M. A. Peacock pentru maucherit (5), rezultă exactitatea determinării pe cale optică (tabelul nr. 1).

Cu nicolii în cruce se distinge textura subparalelă pînă la radiar fibroasă, asemănîndu-se din acest punct de vedere cu ivirile de la Mansfeld (7). În plus, la Bădeni se remarcă aspecte zonate, evidente mai ales în porțiunile marginale ale granulelor (pl. I, fig. 3).

[1] Eșantioanele cu mineralizație ne-au fost furnizate de geologul T. Vasiliu și de studentul Han Horst Peter, cărora le mulțumim și pe această cale.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 431—435, București, 1968

Tabelul nr. 1

Caracteristicile numerice roentgenometrice ale maucheritului de la Bădeni comparativ cu cele determinate de M.A. Peacock pentru maucheritul de la Sudbury, Ontario

Nr. crt.	Maucherit (Sudbury) hkl.	I	dα/n	dβ/n	Maucherit (Bădeni) Cu anticatod, D = 57,3 mm I	dα/n	dβ/n
1	202	4	3,18*		4	3,15	
2	008 β	4		2,72	—	—	
3	008	10	*2,70*		10	*2,696*	
4	222	4	2,36		4	*2,363*	
5	226 β	2	—	2,02	—	—	—
6	226	10	*2,02*		10	*2,023*	
7	029	2	1,979		2	1,970	
8	040 β	6		1,711	—	—	—
9	0.0.12	4	1,819		4	1,817	
10	0.40	10	*1,717*		10	*1,715*	
11	2,2.10	4	1,621		4	1,625	
12	0.2.13	4	1,508		4	1,494	
13	048	9	*1,447*		9	*1,445*	
14	0.0.16	2	1,362		—	—	
15	249	2	1,297		—	—	
16	0.4.12	2	1,243		2	1,245	
17	2.4.11 ; 440	6	1,211		6	1,218	
18	2.4.13	6	1,131		6	1,126	
19	448	6	1,104		6	1,102	
20	2.218	6	1,081		6	1,087	
21	0.4.16	4	1.065		4	1,064	
22	266	4	1,042		4	1,035	
23	0.611	2	0,988		—	—	
24	2.6.10	4	0,970		—	—	
25	0.6.53	4	0,942		—	—	
26	465	2	0,927		—	—	
27	02.23	2	0,914		—	—	
28	44.116	4	0,904		4	0,906	

* Valoarea 3,18 este dată numai de G. A. Harcourt (citat după (3)), M. A. Peacock nu o dă.

În ansamblu privit, maucheritul apare sub forma unor agregate cu contururi xenomorfe, adesea fisurate, pe fisuri găsindu-se cloantit, millerit şi ankerit.

În ceea ce priveşte raporturile sale cu celelalte minerale, demne de evidenţiat sînt cele cu nichelina, care apare mereu sub formă de pseudomorfoze pe seama maucheritului. La microscop au putut fi surprinse toate stadiile de înlocuire a maucheritului de către nichelină. În figura 1 sînt schiţate două dintre ele.

Aceste aspecte sînt similare celor de la Şladming (Elveţia) unde, ca şi la Bădeni, au fost sesizate toate stadiile de înlocuire a maucheritului de nichelină (7).

Cloantitul se şlefuieşte bine, are putere de reflexie ridicată şi o culoare albă-verzuie cînd este privit în comparaţie cu nichelina [2]. El se întîlneşte fie sub formă de granule xenomorfe, hipidiomorfe, mai rar idiomorfe, fie sub formă de filonaşe în masa maucheritului, singur sau împreună cu

[2] Pentru a confirma determinarea cloantitului pe cale optică, am făcut determinări microchimice pentru nichel prin metoda amprentelor. Confundarea sa cu smaltina este astfel exclusă.

milleritul. Se remarcă și urme de înlocuire parțială a maucheritului și a nichelinei de către cloantit, dar amploarea fenomenului este mult mai mică decît în cazul maucherit-nichelină.

Milleritul se găsește sub formă de granule prismatice, uneori radiare, împreună cu mineralele nemetalice : la indivizi mai bine dezvoltați se remarcă prezența maclelor (pl. II, fig. 7). Singur sau împreună cu cloantitul și ankeritul apare sub formă de filonașe în maucherit. Ca și cloantitul, milleritul este parțial înlocuit de maucherit și nichelină.

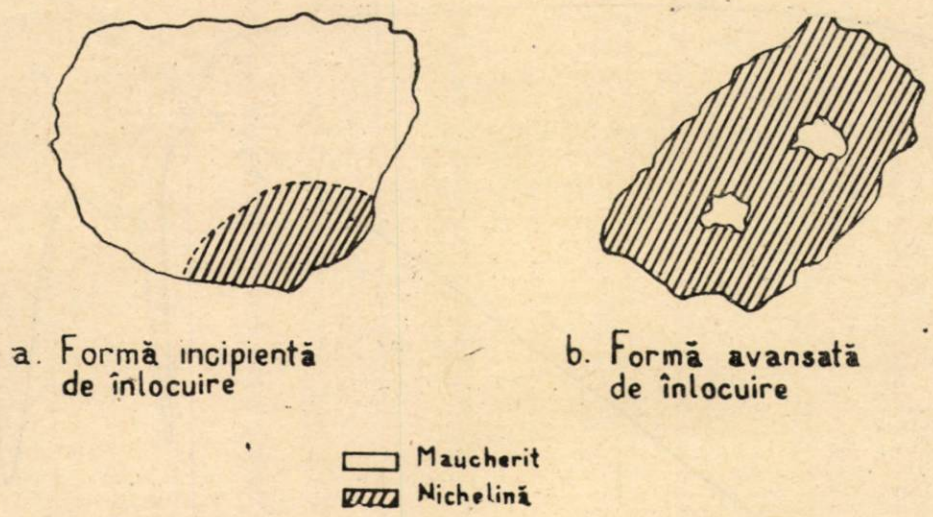


Fig. 1. — Aspecte ale înlocuirii maucheritului de către nichelină.

Pirita este reprezentată prin granule xenomorfe fisurate, de cele mai multe ori înconjurate și străbătute de celelalte minerale metalice. Se remarcă o „preferință" a cloantitului de a înconjura pirita ; spre exemplu, granulele de pirită incluse în maucherit au adevărate aureole de cloantit în jur (pl. II, fig. 8).

Mineralele nemetalice sînt reprezentate prin ankerit (care a fost determinat termodiferențial) (fig. 2), cuarț și sericit. Ele se găsesc mai ales în spațiul intergranular al maucheritului împreună cu cloantitul și milleritul.

Succesiunea de formare a mineralelor, dedusă din raporturile dintre ele, observate la microscop, este următoarea : pirită, maucherit, nichelină, cloantit, millerit și ankerit.

După cum reiese din succesiunea de formare, în timpul formări mineralelor concentrația nichelului a scăzut, iar a arseniului a crescut în cadrul mediului de depunere. Aceasta a determinat formarea unor arseniuri de nichel din ce în ce mai sărace în nichel [$Ni_{11}As_8$ — Ni As — $NiAs_{3-2}$] și a favorizat fenomenele de înlocuire a mineralelor mai vechi de minerale mai noi (tipic în cazul maucherit-nichelină).

Soluțiile din care au cristalizat au avut în stadiul inițial un caracter coloidal ; aceasta se deduce din existența aspectelor fibroase zonate ale

maucheritului, fapt ce ar putea fi explicat uşor dacă admitem recristalizarea unui gel.

În stadiile finale, soluţiile au fost mai puţin concentrate, devenind soluţii ionice tipice.

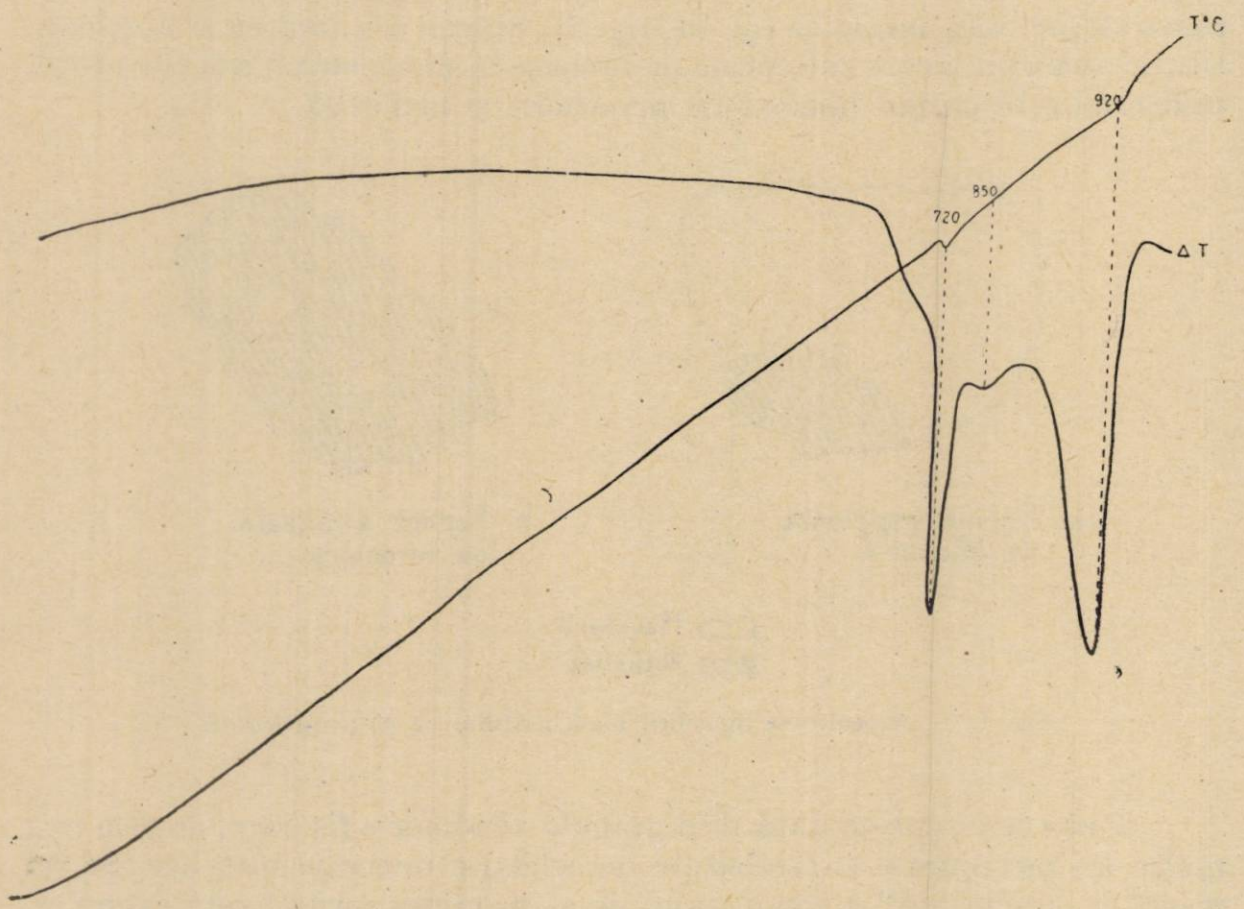


Fig. 2. — Curbele de încălzire a ankeritului asociat mineralelor metalice.

Deja mai de mult, în zona Bădeni au fost semnalate minerale de cobalt şi bismut (6). Aceste indicaţii, plus datele mineralogice aduse de noi în prezenta lucrare, ne permit să luăm în consideraţie prezenţa paragenezéi minerogenetice de Co, Ni şi Bi în zona de sud-vest a Munţilor Leaota.

SUR LA PRÉSENCE DU MAUCHÉRITE DANS LE PROCESSUS DE MINÉRALISATION DU NICKEL

RÉSUMÉ

L'étude optique et rœntgénographique effectuée sur la minéralisation nickélifère de la zone de Bădeni (S.O.) des Monts Leaota) a mis en évidence, pour la première fois en Roumanie la présence du mauchérite ($Ni_{11}As_8$).

Ce minéral se trouve sous la forme des accumulations à aspect lenticulaire et apparaît en paragenèse accompagné de nickéline, de cloantite,

de millérite, de pirite, d'ankérite, de quartz, et de séricite. Le mauchérite se présente sous la forme des agrégats à contours xénomorphes, fissurés, qui présentent une texture fibreuse, parfois radiaire.

Dans les fissures on rencontre l'ankérite, le millérite et le cloantite.

La nickéline pseudomorphose le mauchérite et sous le microscope on distingue toutes les étapes de la substitution du mauchérite.

Les rapports entre les minéraux ont conduit à la conclusion de la formation des arséniures dans un milieu dans lequel la concentration du Ni a diminué pendant que celle de l'As a augmenté. Par conséquent le premier minéral qui a cristallisé a été plus riche en Ni (mauchérite $Ni_{11}As_8$) et les suivants ont été de plus en plus pauvres en cet élément (nickéline Ni As et cloantite $NiAs_{3-2}$).

BIBLIOGRAFIE

1. Betehtin G. A. (1953), *Curs de mineralogie* (traducere din limba rusă), Edit. tehnică, București.
2. Iusco S. A. (1949), *Metodî izucenia rud pod mikroskopom v otrajennom svete*, Gosgheolizdat.
3. Miheev V. I. (1957), *Rentghenometriceskii opredeliteli mineralov*, Gos. Naucinoteh. iz. lit. po gheologhii i ohrane nedr., Moscova.
4. Palache C., Berman H., Frondel C. (1961), *Dana's system of Mineralogy*, I, ed. a 4-a.
5. Peacock M. A. (1940), *On maucherit (nichel-speiss, placodine, temiskamite)*, Min. Mag., **25**, 557—571.
6. Petrulian N. (1932), *Les minerais de cobalt de la Valea lui Neguleț (Bădeni — Ungureni)*, An. inst. geol. Rom., **XVII**.
7. Romdohr P. (1962), *Rudnie mineralî i ix srastania* (trad. din limba germană), Izd. Inn. x literaturî, Moscova.
8. x x (1960), *Mineralî*, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscova, **I**.

Primit în redacție la 15 mai 1967

Catedra de mineralogie, Facultatea de geologie-geografie, Universitatea București

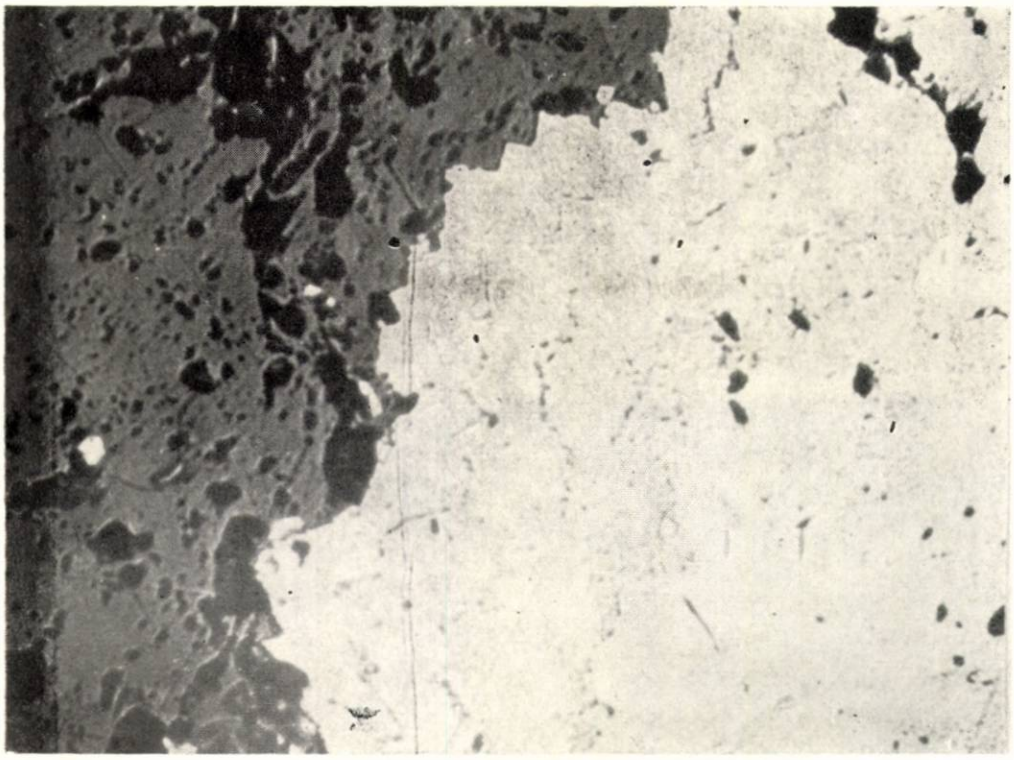


Fig. 3. — Maucherit cu textură zonară, ușor atacat cu HNO_3 (nicoli N ‖ ; × 60).

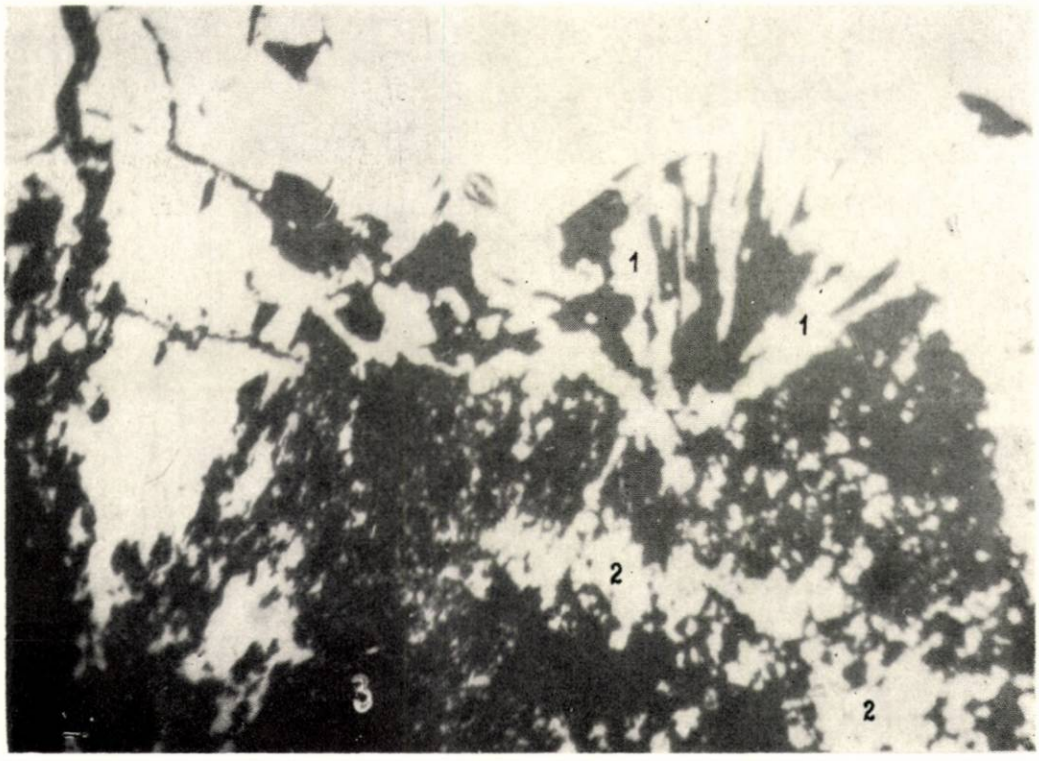


Fig. 4. — Cristale prismatice de maucherit (*1*) cu dispoziție radiară; *2*, cloantit; *3*, ankerit (nicoli N ‖ ; × 240).

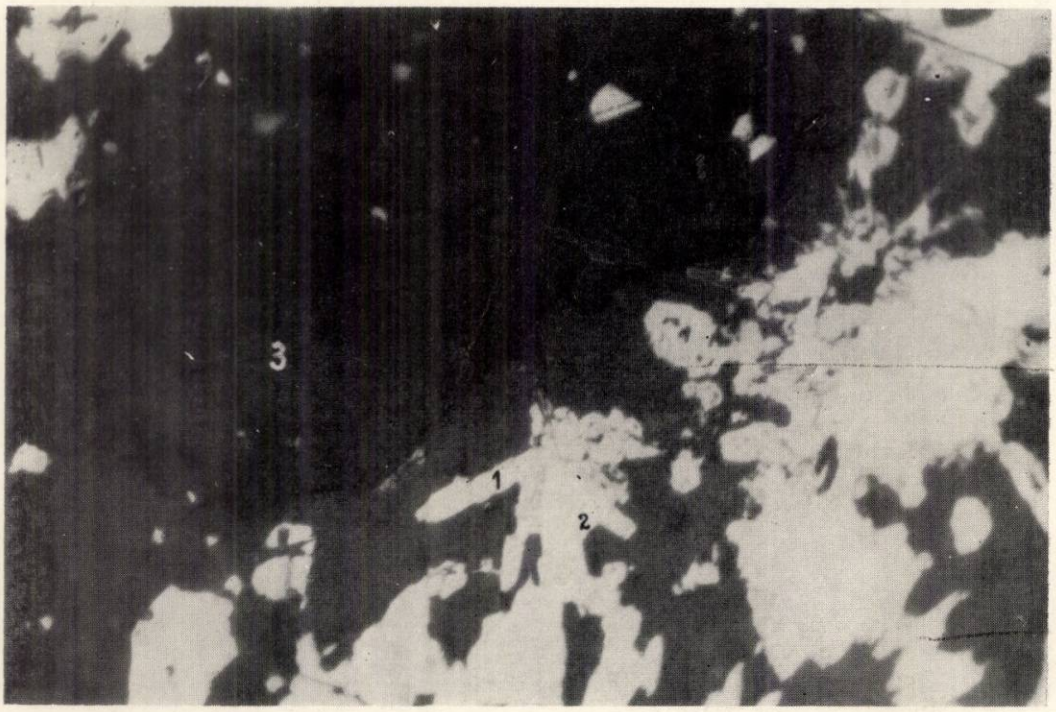


Fig. 5. — Cristale prismatice de nichelină (*1*) dispuse radiar; între ele se observă cloantitul (*2*); *3*, ankerit (nicoli ‖ ; × 240).

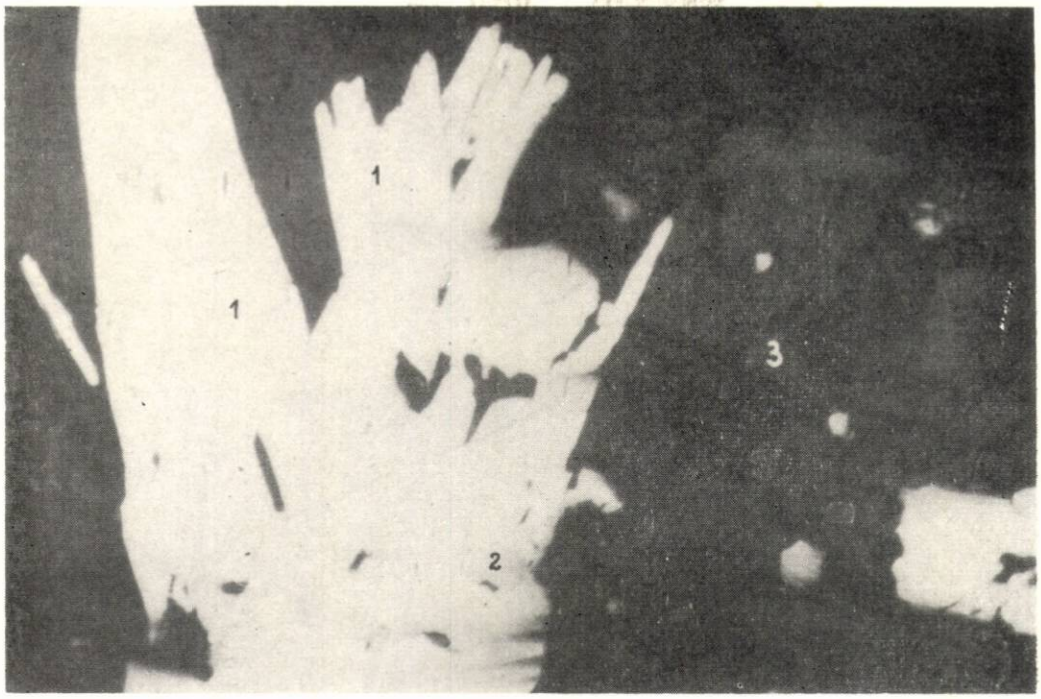


Fig. 6. — Millerit cu habitus prismatic (*1*); *2*, incluziuni de cloantit în millerit (nicoli ‖ ;× 340).

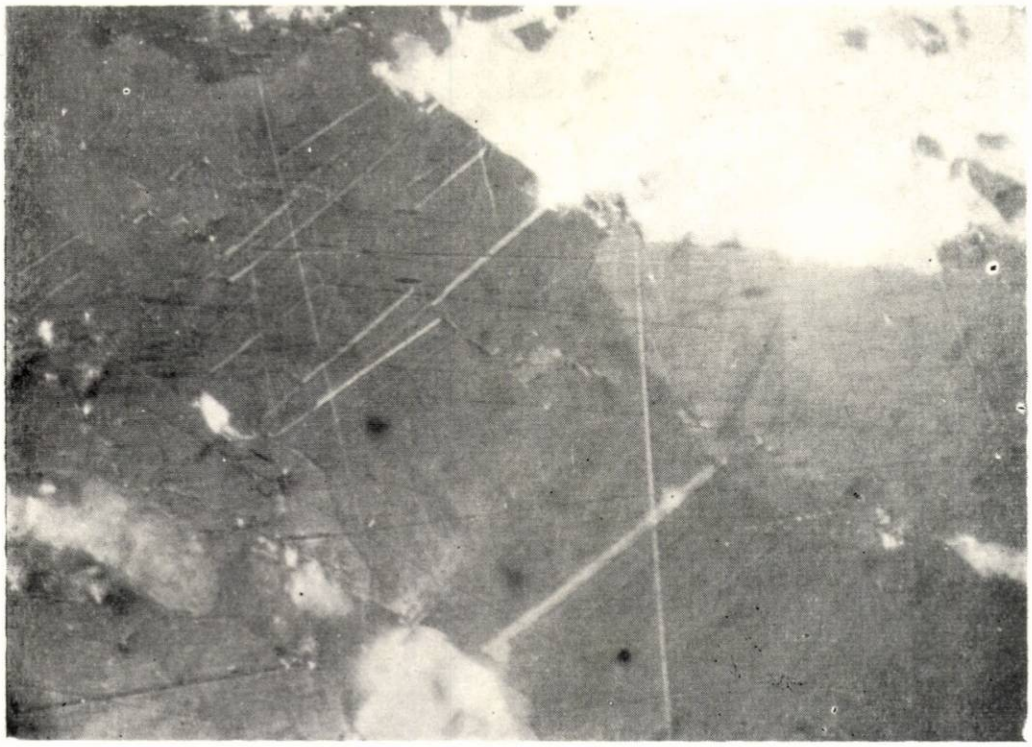


Fig. 7. — Millerit maclat (nicoli + ; × 240).

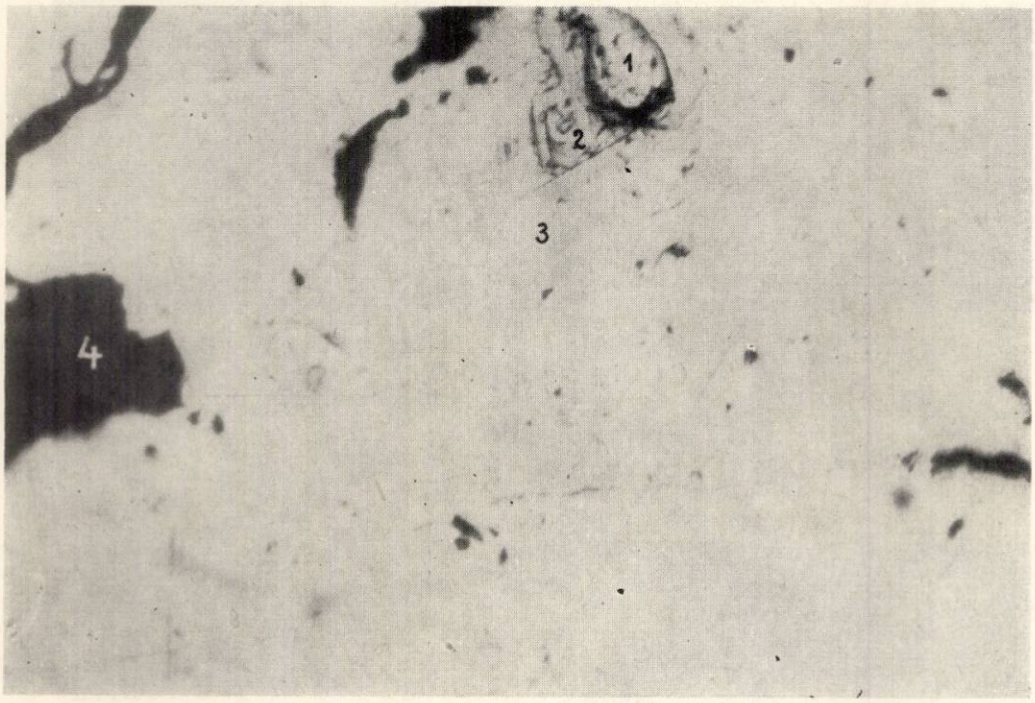


Fig. 8. — Incluziune de pirită (*1*) în jurul căreia se observă cloantitul (*2*), în maucherit (*3*); *4*, ankerit (nicoli ‖ ; × 240).

CONSIDERAȚII ASUPRA DENUMIRII UNITĂȚILOR TECTONICE ALE ZONEI FLIȘULUI DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

L. R. CONTESCU

55 (05)

INTRODUCERE

În ultimii ani, cercetările întreprinse în Carpații Orientali, și mai ales în zona flișului, au determinat un important progres în cunoașterea stratigrafiei, sedimentologiei și tectonicii formațiunilor din acest lanț muntos, progres care se traduce și printr-o înnoire a concepțiilor noastre asupra paleogeografiei și dezvoltării în timp a geosinclinalului est-carpatic. Separarea unor noi orizonturi și faciesuri și identificarea mai multor unități și subunități tectonice, nepuse în evidență pînă acum, au impus și impun modificarea imaginii, a modelului pe care l-am avut despre tectorogenul Carpaților Orientali.

Evident că, o dată cu adîncirea cunoașterii, cu îmbogățirea și diversificarea datelor, se amplifică și vocabularul folosit, crește numărul de termeni și de denumiri.

Pe de altă parte, în afara realităților fizice noi care trebuie să primească un nume, se completează și se aprofundează fapte de observație și noțiuni mai vechi, care dispun deja de o nomenclatură proprie. Or, apariția unor noi puncte de vedere în interpretarea faptelor deja cunoscute face ca denumirile respective să nu mai fie întotdeauna adecvate, să nu mai corespundă cu sfera noțiunii pe care pînă atunci o desemnau în mod satisfăcător. Se pot ivi de asemenea suprapuneri de nume sau de noțiuni și astfel se creează riscul de a se utiliza denumiri diferite pentru același obiect sau fenomen sau, dimpotrivă, de a se folosi același nume pentru fenomene sau obiecte diferite.

Desigur că problemele de nomenclatură sînt sau, mai degrabă, par a fi chestiuni de formă, și nu de fond. Dar pentru a putea formula și înțelege fondul este nevoie, fără îndoială, de un limbaj clar, care să nu dea naștere la echivocuri și confuzii și în care noțiunile și termenii să aibă același înțeles pentru toți.

Scopul articolului de față este tocmai acesta, de a analiza în mod critic problemele de nomenclatură ce se pun în legătură cu unitățile flișului

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 437–448, București, 1968

din Carpaţii Orientali şi de a încerca, pe baza concluziilor ce vor rezulta din analiză, să propună adoptarea unor denumiri cît mai adecvate, mai simple şi mai sugestive.

PRINCIPII ŞI CRITERII DE DENUMIRE A UNITĂŢILOR TECTOROGENULUI ALPIN PERIMEDITERANEAN

Dacă vom analiza denumirile date unităţilor tectonice din sistemele tectorogenice alpine (pentru a ne limita numai la acestea, se poate constata că, la început, desemnarea unităţilor cu un anumit nume a fost făcută pe baza alegerii unui anumit criteriu de către cel care a introdus denumirea. Mulţi cercetători au făcut apel la criteriile geografice (pînza de Bernina, pînzele helvetice etc.). Unii autori însă au recurs la denumiri legate de compoziţia litologico-petrografică a unităţii (pînza gnaisului de Adula, pînza şisturilor lucioase, pînza gresiei de Siriu), iar alţii au considerat criteriul poziţional-structural ca fiind cel mai important (pînzele subbrianţoneze, ultrahelvetice etc.).

Desigur că au mai fost utilizate şi alte criterii de acordare a numelor unităţilor tectonice, dar ceea ce este important este faptul că astfel de criterii există şi că ele au fost alese de unul sau de altul dintre cercetători în funcţie de preferinţele sale personale.

Cu trecerea timpului, acumularea de date din ce în ce mai detaliate, mai precise, mai corecte a dovedit complexitatea alcătuirii structural-tectonice a lanţurilor alpine. Numărul unităţilor alohtone s-a înmulţit; s-a constatat că ele au moduri de formare diferite, că între ele se stabilesc anumite raporturi etc. Din acest motiv s-a impus din ce în ce mai mult părerea că denumirile ce urmează a fi introduse trebuie să se conformeze unor anumite reguli, că este necesar să se treacă de la criterii izolate şi personale la principii de alegere a criteriilor nomenclatoriale. În sfîrşit, de la recunoaşterea necesităţii unor principii care să stea la temelia găsirii şi folosirii criteriilor de denumire şi a numelor înseşi s-a făcut încă un pas şi s-a ajuns la adoptarea unui sistem nomenclatorial. Construirea unui astfel de sistem reprezintă de altfel singura alternativă la riscul, foarte real, al unei totale anarhii, care ar fi făcut adesea greu de înţeles structura unui lanţ muntos. Evident că sistemul nomenclatorial, deşi bazat pe anumite principii şi criterii, nu trebuie să devină rigid, dogmatic şi tiranic, ci trebuie să se păstreze suplu şi deschis.

Care ar fi acele principii după care se impune construirea unui astfel de sistem nomenclatorial?

Un prim principiu este acela al uniformităţii nomenclatoriale. Într-adevăr, se pune întrebarea dacă este necesară adoptarea unui aceluiaşi criteriu (sau a unui aceluiaşi grup de criterii) pentru a denumi unităţile structural-tectonice sau dacă, dimpotrivă, o astfel de necesitate nu se face simţită, unităţile putînd fi denumite oricum şi numele putînd fi alese pe baza oricărui criteriu.

Un al doilea principiu se referă la omogenitatea nomenclatorială. Se impune oare o diferenţiere în acordarea numelor unităţilor tectonice după tipul lor genetiç (pînze de fundament sau de cuvertură, pînze de supracutare, de forfecare sau de decolare) sau pot fi folosite aceleaşi criterii pentru unităţile considerate, indiferent de natura lor?

În sfîrșit, un al treilea principiu este acela al ierarhiei nomenclatoriale. El ridică problema admiterii unor reguli de denumire deosebită a unităților avînd diverse ordine de mărime, în funcție de gradul lor de subordonare sau, dimpotrivă, de independență.

În ceea ce privește uniformitatea denumirilor, dacă se examinează situația din lanțurile alpine perimediteraneene, se poate constata că, în general, acest principiu a fost aplicat, în sensul că denumirile cele mai des folosite sînt fie de natură geografică, fie de natură pozițional-geometrică. Întîlnim astfel denumiri de tipul : zona briançoneză, în Alpi (5), pînza de Jebel Tisiren, în Rif (13), unitatea sileziană, în Carpații nordici (17) etc., sau zona subpelagoniană, în Helenide (3), pînza prerifană, în Rif (13), unitățile ultrabetice, în Cordilierele betice (12) etc.

Dacă însă ne vom referi la Carpații Orientali, remarcăm o surprinzătoare lipsă de uniformitate a denumirilor atît în ceea ce privește criteriul care stă la baza alegerii sistemului nomenclatorial, cît și în ceea ce privește folosirea unuia și aceluiași sistem, o dată ce criteriul a fost adoptat. La ora actuală sînt în uz trei sisteme de denumire a unităților tectonice din Carpații Orientali, fiecare bazat pe alt criteriu. Sistemul definit de M. G. Filipescu (14) este axat pe criterii geometric-structurale (pînze interne și externe, superioare și inferioare). Denumirile folosite de către I. Băncilă (4) au la bază criterii de poziție și de structură (vest-intern, est-intern, medio-marginal etc.). În cazul nomenclaturii adoptate de autorii hărții tectonice a României (11) se observă că ea nu este fundamentată pe vreun anumit criteriu, fiind folosite, în egală măsură, atît denumiri geografice, cît și denumiri litologice și faciale sau poziționale-structurale (unitatea de Ceahlău, unitatea flișului curbicortical, unitatea marginală etc.).

În clasificările mai vechi aparținînd lui L. Mrazec și I. Popescu-Voitești (19), D. M. Preda (25), M. Ilie (15) s-au utilizat criterii stratigrafice (pînza mezocretacică a Perșanilor) sau litologice (pînza conglomeratelor de Bucegi, a marnelor roșii, a gresiei de Siriu etc.).

Referitor la omogenitatea nomenclatorială se constată că în nici una din ramurile sistemului alpin nu se face vreo deosebire între modul de a denumi unitățile de fundament și acelea de cuvertură. De asemenea, deoarece este greu de precizat, în cele mai multe cazuri, care anume fenomen tectonic a generat o pînză, nu s-a conturat necesitatea de a se diferenția nomenclatura și din acest punct de vedere, strict genetic. De altfel, multe unități tectonice s-au format ca urmare a acțiunii combinate (sau succesive) a mai multor fenomene (supracutare, forfecare, compresiune, decolare etc.) (10). În plus, în adoptarea unor denumiri este întotdeauna recomandabil să se evite implicațiile genetice și să se recurgă, pe cît posibil, la criterii descriptive.

Așadar, nu pare necesar, cel puțin în actualul stadiu de cunoaștere, de a distinge, prin intermediul criteriilor nomenclatoriale, diferitele tipuri genetice de unități.

Deși nu este legată în mod direct de cele discutate mai sus, problema trebuie totuși luată în considerație acum. Este vorba de necesitatea de a face o deosebire între noțiunea de zonă paleogeografică și cea de unitate tectonică. Într-adevăr, una și aceeași zonă paleogeografică poate fi „patria" mai multor pînze, după cum (e drept mai rar) depozite aparținînd cîtorva zone paleogeografice pot fi înglobate într-o singură unitate tectonică.

Astfel, depozitele zonei briançoneze iau parte la alcătuirea mai multor pînze (de Peyre-Haute, de Champcella etc.) (5). În schimb, într-una şi aceeaşi pînză, cea a Prealpilor mediani, se găsesc reunite atît serii briançoneze, cît şi serii subbriançoneze (31).

Încă nu există un principiu care să stea la baza diferenţierii nomenclatoriale a zonelor paleogeografice şi a unităţilor tectonice. În general, s-a urmărit, atunci cînd lucrul a fost posibil, să se păstreze numele zonei paleogeografice şi al pînzei rezultate de pe urma tectonizării ei. Evident însă că, dacă s-au format mai multe unităţi tectonice dintr-o singură zonă, trebuie făcut apel la denumiri deosebite.

Cît priveşte Carpaţii Orientali, este meritul lui S a v a A t h a n a s i u (2) de a fi deosebit primele zone paleogeografice : una internă şi alta externă. Ideea a fost preluată şi detaliată de către G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u (18), dar, din păcate, nu se remarcă la nici unul din cei trei autori o subliniere a necesităţii distingerii unităţilor paleogeografice de unităţile tectonice.

În momentul de faţă este posibil să deosebim cele două categorii de unităţi şi, mai mult, să discernem în cuprinsul fiecăreia subdiviziuni. Astfel, din punct de vedere paleogeografic se pot individualiza domenii în care se separă zone şi, eventual, subzone. Din punct de vedere tectonic se disting pînze şi digitaţii (ca elemente şariate), parautohton, autohton, duplicaturi (ca elemente slab sau de loc deplasate). Se mai vorbeşte şi de sisteme de pînze (pînze principale) şi de pînze parţiale („Teildecke").

Dar cu această clasificare am atins problema necesităţii ierarhizării unităţilor şi a adoptării unei nomenclaturi diferenţiate pentru fiecare treaptă ierarhică.

La ora actuală, în aproape toate sectoarele orogenului alpin perimediteranean (Alpi, Cordiliere betice, Dinarido-Helenide etc.) se folosesc aproape aceleaşi reguli simple, clare şi sugestive pentru a desemna această ierarhizare a unităţilor (paleogeografice şi tectonice).

Pentru unităţile de prim rang se folosesc nume geografice, de obicei adjectivizate (zona briançoneză, ioniană, rifană etc.). Pentru unităţi de acelaşi rang, strîns asociate cu o unitate mai extinsă şi mai bine dezvoltată, se foloseşte denumirea acesteia din urmă, la care se adaugă însă un anumit prefix, în funcţie de poziţia unităţii care se denumeşte faţă de cea care „împrumută" numele (zona subbriançoneză, pînza prerifană, unitatea subsileziană, pînzele ultrabetice etc.).

Aşa, de pildă, în Alpii Occidentali se cunosc două mari domenii paleogeografice : helvetic (extern) şi penidic (intern), împărţite fiecare în mai multe zone. La exteriorul zonei briançoneze (aparţinînd domeniului penidic) a fost separată zona subbriançoneză, iar pînzele mai interne decît cele helvetice, dar care, în înaintarea lor, s-au pus în loc în domeniul helvetic, au fost denumite ultrahelvetice.

Din punctul de vedere al dispunerii lor în spaţiu, unităţile „sub" (subbetică, subbriançoneză, subpelagoniană, subsileziană etc.) se găsesc la exteriorul şi într-o poziţie tectonică inferioară unităţilor betice, briançoneză, pelagoniană, sileziană. Unităţile „ultra", dimpotrivă, au ocupat o poziţie mai internă, dar, în avansarea lor, au trecut „pe deasupra" unităţilor al căror nume îl poartă. Cît priveşte prefixul „pre", el a fost folosit în două situaţii diferite. În prima, el desemnează unităţi aflate „în faţa"

pînzelor, avînd denumirea corespondentă. Este cazul pînzelor prebetică, prerifană, pre-Magura. În a doua situație, particula „pre" indică pînze aflate „în spatele" unității corespunzătoare. Așa se întîmplă cu zonele prepelagoniană sau preapuliană (3). Prefixul a fost utilizat în acest caz luîndu-se în considerație polaritatea geosinclinală. Într-adevăr, deplasîndu-ne dinspre interiorul spre exteriorul domeniului geosinclinal, în sensul progresiunii în timp a tuturor fenomenelor sedimentare și diastrofice, vom întîlni în numeroase cazuri înaintea unității principale (briançoneză, pelagoniană etc.), o unitate adiacentă strîns legată de prima, pe care este normal să o considerăm prebriançoneză etc. Punctul acesta de vedere este, după părerea noastră, mai judicios și nu dă loc la confuzii, întrucît în caz contrar, pînzele de tip „sub" și „pre" nu se mai diferențiază prin nimic și, în consecință, unități avînd de fapt aceeași poziție ar putea fi considerate într-un anumit sistem alpin „pre" și în altul „sub".

Pentru a evita astfel de confuzii ar fi indicat a stabili ca, în raport cu o unitate importantă, unitatea adiacentă mai externă și care ocupă o poziție tectonică inferioară să fie desemnată cu prefixul „sub", pe cînd unitatea imediat alăturată, dar avînd o poziție mai internă, fiind superioară deci, să devină „pre".

Dacă pentru unitățile de prim rang despre care a fost vorba mai sus denumirile geografice adjectivizate sînt cel mai larg răspîndite și sînt recomandabile, pentru unitățile subordonate (subzone, digitații etc.) sînt folosite de obicei nume geografice în forma lor substantivală (pînza de Camarote, de Jebel Sougna, de Suretta, de Simme, de Choč etc.).

O ultimă observație se referă la denumirile avînd terminația „ide": Alpujarride, Sebtide, Helvetide, Veporide, Dacide, Tauride etc. De cele mai multe ori, astfel de nume au un sens tectonic, dar în unele cazuri ele sînt folosite pentru a desemna ansamblul unui întreg sistem muntos (Dinaride, Helenide, Iranide etc.). Se observă că, pe de o parte, sfera noțiunii lor este mai largă decît aceea a noțiunii de Helvetide sau Tatride, de exemplu, și că, pe de altă parte, astfel de nume au mai degrabă un sens geografic decît unul structural-tectonic. De aceea considerăm că denumirile cu sufixul „ide" trebuie folosite pentru unități tectonice mari, grupînd pînze și digitații, provenind toate dintr-un mare domeniu paleogeografic (betic, helvetic, penidic etc.).

Aruncînd o privire asupra problemei ierarhizării unităților din Carpații Orientali, a desemnării lor prin nume adecvate, putem spune că deocamdată se întrevăd numai primele începuturi. Pentru unitățile și subunitățile recunoscute în ultimul timp au fost adoptate nume geografice (digitațiile de Ciuc, de Bodoc sau de Breaza) (26), (30). Este interesant de remarcat că sugestia lui V. Uhlig (32) de a folosi prefixe (pînza subbeskidă) nu a fost urmată de geologii români. O excepție ar fi denumirea de pînză submarginală, introdusă de I. Atanasiu (1).

Din necesitatea ierarhizării și din aceea a distingerii între unitățile paleogeografice și cele tectonice reiese că denumirile care se acordă atît unora, cît și celorlalte nu trebuie să fie numai rodul întîmplării. Este necesar ca stabilirea denumirii lor să fie făcută pe baza unor anumite criterii nomenclatoriale, la fel ca în paleontologie, de exemplu, criterii care, la rîndul lor, provin din aplicarea unor principii și reguli.

Aşadar rezultă că se impune aplicarea principliilor pe care le enunţasem la început (al uniformităţii, al omogenităţii, al ierarhiei), pentru a reuşi să construim un sistem nomenclatorial raţional, uşor de manevrat şi lesne de reţinut.

Rămîne ca în cele ce urmează să analizăm atît nomenclatura folosită în trecut, cît şi cea care se utilizează în prezent în cazul Carpaţilor Orientali şi să desprindem ceea ce este folositor şi utilizabil din ea. Apoi, bazaţi pe principiile şi criteriile enunţate, vom încerca să alegem sau să construim denumirile cele mai adecvate pentru diversele domenii şi zone paleogeografice, ca şi pentru diferitele pînze şi digitaţii formate pe contul lor şi care alcătuiesc la un loc tectorogenul est-carpatic. Încercarea se va limita la domeniul flişului, pe care îl cunoaştem mai bine, pentru celelalte domenii mulţumindu-ne doar să sugerăm anumite soluţii.

PROBLEME DE NOMENCLATURĂ ÎN DOMENIUL FLIŞULUI DIN CARPAŢII ORIENTALI

Se poate spune că în cazul Carpaţilor Orientali aproape toate criteriile folosite la denumirea diverselor zone şi pînze au fost aplicate. Interesant de remarcat este faptul că criteriul geografic a fost folosit mai mult în trecut, începînd chiar cu V. Uhlig (32) (pînzele transilvană, bucovinică etc.) şi continuînd apoi cu L. Mrazec şi I. Popescu-Voiteşti (19), D. M. Preda (25), G. Murgeanu (21), I. Atanasiu (1), I. Dumitrescu (9) şi alţii. Într-un trecut mai apropiat, criteriile de poziţie geometrică şi structurală s-au încetăţenit tot mai mult în acordarea numelor diferitelor unităţi la autori ca Th. Joja (16), M.G. Filipescu (14), I. Băncilă (4). În schimb, în restul catenelor alpine (inclusiv în Carpaţii nordici) s-au impus treptat denumirile geografice [1].

Actualmente sînt utilizate trei sisteme de denumire a unităţilor tectonice din Carpaţii Orientali, elaborate de M. G. Filipescu (14), I. Băncilă (4), I. Dumitrescu şi colab. (11).

Primele două dispun de un sistem nomenclatorial omogen al unităţilor tectonice şi adoptă criteriul uniformităţii denumirilor cu mici excepţii (denumirile de „Zona de solzi" în sistemul Filipescu, de „unitate pericarpatică" în sistemul Băncilă). La cele două clasificări ale pînzelor est-carpatice nu se remarcă însă nici o tendinţă de ierarhizare a unităţilor şi a denumirilor corespunzătoare şi nici o diferenţiere explicită între domenii paleogeografice şi unităţii tectonice. În plus, nu se face apel decît într-o măsură cu totul redusă la denumiri geografice.

Dar principala obiecţie care se poate aduce celor două sisteme nomenclatoriale este caracterul lor închis. Într-adevăr, dacă, de pildă, între unitatea vest-internă şi cea est-internă s-ar mai pune în evidenţă încă o uni-

[1] Acest fapt ar putea reprezenta încă un argument în favoarea adoptării unui sistem nomenclatorial coerent şi logic pentru Carpaţii Orientali, şi anume necesitatea de corelare şi paralelizare a denumirilor (nu a unităţilor) folosite în Carpaţii Orientali cu acelea existente în celelalte segmente ale orogenului alpin. Adoptarea unor nume formate pe baza acelorași principii cu cele folosite actualmente în tot domeniul perimediteranean ar avea un dublu avantaj : acela al integrării şi din acest punct de vedere al sectorului est-carpatic în ansamblul alpin şi, în al doilea rînd, acela de a face mai accesibilă pentru geologii din alte ţări înţelegerea structurii Carpaţilor Orientali.

tate, nu vedem ce denumire i s-ar putea acorda urmînd aceeași logică a formării denumirilor. O situație similară este și aceea a pînzelor interne superioară și inferioară. Între ele nu mai „este loc" decît pentru o pînză mediană (intermediară). Dacă însă între cele două unități extreme vor fi puse în evidență alte două, atunci pentru una din ele nu va mai putea fi creat un nume respectînd aceleași criterii.

Rezultă că sistemul nomenclatorial adoptat trebuie să aibă un caracter deschis, care să permită formarea unui număr nelimitat de denumiri.

La harta tectonică a României au fost adoptate denumiri diverse, a căror principală trăsătură pozitivă este aceea de a reflecta ceea ce este caracteristic pentru unitatea respectivă : regiune de dezvoltare tipică (unitatea de Ceahlău), facies predominant (unitatea șisturilor negre), poziție în spațiu (unitatea marginală).

Din păcate, termenii folosiți nu sînt nici unitari, nici omogeni, întrucît la baza adoptării nomenclaturii tectonice nu par a fi fost luate în considerație principiile pe care le-am menționat.

Încercînd să ordonăm și să clasificăm terminologia folosită în Carpații Orientali conform principiilor și criteriilor discutate, este nevoie, în primul rînd, să diferențiem unitățile paleogeografice de cele tectonice. În al doilea rînd, trebuie stabilite ranguri în cadrul celor două tipuri de unități. În sfîrșit, în al treilea rînd, trebuie să li se acorde denumiri adecvate tuturor diviziunilor și subdiviziunilor stabilite.

Așa cum am arătat, din punct de vedere paleogeografic pot fi distinse, în ordine ierarhică descrescîndă, trei tipuri de arii : domenii, zone, subzone. Din punct de vedere tectonic se pot individualiza în aceeași ordine : sisteme de pînze, pînze și digitații. Între cele două categorii de unități nu există relații directe, în sensul că nu este obligatoriu ca un domeniu paleogeografic să devină, în urma tectorogenezei, un sistem de pînze, în timp ce o subzonă s-ar transforma într-o digitație. Dar în același timp există situații (destul de numeroase) în care astfel de relații între unități paleogeografice și tectonice se manifestă efectiv, cel puțin la o anumită treaptă ierarhică.

În Carpații Orientali se poate vorbi actualmente de prezența a două mari domenii paleogeografice : unul intern și altul extern. Fiecare este constituit din cîteva zone : transcarpatică, cristalino-mezozoică, urmată la exterior de zona flișului și apoi de cea a molasei ((avanfosa).

În memoriul hărții tectonice a României, partea internă a zonei flișului atașată zonei cristalino-mezozoice este considerată a face parte din domeniul intern, din a cărui tectonizare au rezultat Dacidele. În schimb, partea externă a zonei flișului constituie, din punct de vedere tectonic, Moldavidele. Poate că ar fi indicat să se înglobeze în Dacide întregul domeniu intern (zona transcarpatică și zona cristalino-mezozoică), iar zona flișului în întregime împreună cu avanfosa (domeniul extern) să alcătuiască Moldavidele.

Pare aproape sigur că în cuprinsul zonei flișului se individualizau, cel puțin în anumite perioade de timp, subzone caracterizate printr-o anumită ambianță tectono-sedimentară și deci prin anumite faciesuri. Prin tectonizarea lor s-au format pînze și digitații.

Vom încerca în prealabil să analizăm nomenclatura unităţilor tectonice, pentru ca apoi să vedem în ce măsură poate fi ea aplicată sau adaptată unităţilor paleogeografice.

PROPUNERI PENTRU UN SISTEM NOMENCLATORIAL AL UNITĂŢILOR DOMENIULUI FLIŞULUI DIN CARPAŢII ORIENTALI

Nu este în intenţia noastră de a propune noi denumiri pentru unităţile paleogeografice şi tectonice din Carpaţii Orientali în general, pentru cele din domeniul flişului în special. Ceea ce am dori în cadrul articolului de faţă este numai de a sugera un model. Evident că în acest caz nu denumirile ca atare contează, ci aplicarea principiilor de nomenclatură.

Luînd în consideraţie extinderea şi volumul pînzelor flişului din Carpaţii Orientali, se poate constata că două din ele (pînzele de Ceahlău şi de Tarcău) sînt mai importante, pe cînd celelalte au o amploare mai redusă.

Adiacentă celei dintîi este pînza flişului curbicortical, iar pînzei de Tarcău i se alătură la interior pînza şisturilor negre, iar la exterior pînza marginală.

Conform acestei constatări este indicat, în scopul de a nu îngreuia şi amplifica nomenclatura, să folosim denumiri numai pentru cele două unităţi importante, celorlalte, care se grupează în jurul lor, urmînd să să le adăugăm prefixe, în funcţie de poziţia lor faţă de primele două.

Pentru aceasta se pot adopta, de pildă, denumirile de pînza moldavică [2] şi pînza oituzană, avînd în vedere că în segmentul moldovenesc sînt larg dezvoltate toate seriile şi faciesurile flişului eocretacic, în timp ce flişurile paleogene se dezvoltă puternic în Munţii Oituzului.

Unitatea flişului curbicortical, adiacentă pînzei moldavice şi mai externă decît ea, va putea fi denumită pînza submoldavică. Conform aceleiaşi logici, unitatea şisturilor negre va deveni unitatea preoituzană, iar unitatea marginală urmează a se numi pînza suboituzană.

Dacă vom face o scurtă incursiune în domeniul intern, constatăm că de pe urma tectonizării zonei cristalino-mezozoice a rezultat pînza bucovinică (şi, eventual, poate că şi alte pînze). Denumirea de pînză bucovinică este foarte adecvată din punctul nostru de vedere, întrucît se conformează tuturor regulilor de nomenclatură expuse.

Ultimele cercetări (6), (20) par a dovedi că structura zonei cristalino-mezozoice este mult mai complexă şi că formaţiunile ei iau parte la alcătuirea mai multor pînze (de Mestecăniş, de Fundu-Moldovei, a gnaiselor de

[2] Termenul este apropiat, ca grafie, de cel de „pînza moldavă", propus şi utilizat în subsidiar de D. M. P r e d a pentru „pînza conglomeratelor de Zăganu şi de Ceahlău" (25), dar conţinutul celor două noţiuni este destul de diferit. Este adevărat însă că depozitele ce luau parte la alcătuirea pînzei moldave în concepţia lui D. M. P r e d a , sînt reprezentate şi în unitatea moldavică. Într-adevăr, aceasta din urmă cuprinde atît conglomeratele de Zăganu — Ceahlău (a căror vîrstă nu mai este considerată astăzi vraconian — cenomaniană, aşa cum credea D. M. P r e d a), cît şi depozitele atribuite de el liasicului, doggerului şi titonic-neocomianului (din care cele mai multe erau socotite drept klippe tectonice de rabotaj, la baza conglomeratelor).

În prezent, astfel de depozite fie că nu au o atare vîrstă, fie că reprezintă olistolite (22).

În schimb însă, tot „autohtonul" pînzei moldave (constituit, după acelaşi autor, din stratele de Sinaia şi flişul barremian-apţian-albian) face de fapt parte din corpul pînzei moldavice.

Rarău). Este greu de spus acum dacă este vorba de pînze sau numai de digitații (cum pare mai probabil, avînd în vedere existența unui parautohton comun — flișul cretacic — și asemănarea facială a cuverturilor lor de depozite mezozoice). În orice caz, trebuie notat faptul că toate denumirile unităților tectonice (oricare ar fi rangul lor) sînt de natură geografică, așa cum preconizăm și noi.

Deasupra pînzei (sau pînzelor) bucovinice se așază pînza transilvană (23). Și în acest caz există posibilitatea unui sistem de pînze (27), dar important pentru noi este faptul că s-a adoptat și aici o denumire geografică.

Ne exprimăm însă rezerve în ceea ce privește termenul de pînză transilvană (23). În primul rînd, ar fi indicat să se evite adjectivul „transilvan", folosit deja atît pentru bazinul terțiar actual, cît și pentru fundamentul lui (masivul transilvan). În al doilea rînd, pînza transilvană este, fără îndoială, o unitate de tip „ultra". Seriile care iau parte la alcătuirea ei au provenit dintr-un domeniu transcarpatic, și, în urma tectonizării acestuia, au fost expulzate din „patria" lor spre exterior. În avansarea lor, complexele litologice transcarpatice au depășit aproape întregul domeniu cristalino-mezozoic, ajungînd să se pună în loc pe marginea sa estică. De aceea considerăm că ar fi mai indicat ca toate unitățile și subunitățile avînd o astfel de poziție să fie înglobate în grupa pînzelor ultrabucovinice, urmînd ca pentru fiecare din ele (dacă se va dovedi că sînt mai multe) să se adopte un nume geografic, la fel ca pentru celelalte unități. Un bun început în această direcție este denumirea de pînza Hăghimașului introdusă de M. Săndulescu (28), deși poate ar fi mai indicată o formă adjectivizată.

Conform sistemului nomenclatorial pe care îl propunem, patria pînzelor ultrabucovinice (reprezentată, după toate probabilitățile, printr-un șanț situat între dorsala cristalină central-carpatică și marginea estică a masivului median transilvan) poate fi denumită zona prebucovinică.

Dar, la rîndul lor, unele din pînzele flișului sînt compuse din mai multe digitații. Pentru ele este preferabil să se utilizeze chiar numele geografice în forma lor substantivală.

Astfel, în ceea ce denumim pînza moldavică, M. Săndulescu a pus în evidență două digitații, pe care le-a denumit de Ciuc (pe cea internă) și de Bodoc (pe cea externă) (26). Noi sîntem de părere că între ele se mai individualizează încă una, astfel încît pînza moldavică ar fi constituită din trei digitații. Toate trei pot fi urmărite pe distanțe apreciabile, deși pe anumite porțiuni unele din ele pot fi complet acoperite de avansarea celorlalte două. Digitația de Ciuc se prelungește spre sud în Munții Baraoltului (7), iar spre nord ajunge cel puțin pînă în Bucovina. Ea este alcătuită din strate de Sinaia și strate de Bistra. Digitația mediană este puternic dezvoltată în regiunea de curbură, acoperind o arie întinsă în Masivul Ciucaș — Zăganu, în Munții Tîrlungului și ai Buzăului. După ultimele cercetări (29), ea pare a se prelungi spre vest, dincolo de valea Teleajenului (unde, sub numele de pînza de Bratocea, caracterul ei tectonic a fost precis evidențiat de Gr. Popescu (24)), pînă în bazinul Ialomiței.

În Carpații Moldovei, digitația este acoperită, începînd de la Micfalău, de înaintarea subunității mai interne (7) și nu reapare decît în bazinul Bistriței, unde depozitele eocretacice ale Masivului Ceahlău îi

aparţin. La alcătuirea ei iau parte strate de Sinaia, strate de Comarnic, flişul marno-grezos ruginiu, orizontul Teslei, conglomeratele de Bucegi şi depozite neocretacice.

În sfîrşit, depozitele digitaţiei celei mai externe apar, în afară de Munţii Bodocului, atît mai la sud, în regiunea de curbură, unde constituie aşa-numita serie de Bobu (24), cît şi mai la nord, în Masivul Bivolul — Stînişoara şi dincolo de valea Moldovei, în Bucovina (digitaţia de Breaza) (30).

Avînd în vedere întreruperile pe care le suferă cele trei subunităţi, considerăm preferabil ca pentru fiecare din ele să fie utilizate cîte două nume proprii, indicînd regiunile de dezvoltare tipică. De aceea, pentru subunitatea internă ar putea fi adoptată denumirea de digitaţia Baraolt — Ciuc, pentru cea mediană denumirea de digitaţia Bratocea — Ceahlău, iar pentru cea externă numele de digitaţia de Bobu — Bodoc (8).

În cuprinsul pînzei oituzane pare, de asemenea, posibilă separarea a două sau trei subunităţi, pentru care s-ar putea utiliza denumiri de tipul: digitaţia de Tarcău, digitaţia de Tazlău etc.

Rămîne de încercat o corelare a denumirilor de ordin paleogeografic şi a celor de ordin tectonic. Pînă în prezent, aşa cum am arătat, în măsura în care au fost distinse, unităţile paleogeografice nu au primit nume proprii. Dar, ca şi în cazul celorlalte catene alpine, trebuie folosite, atît cît este posibil, denumiri comune, pentru a nu încărca o nomenclatură şi aşa bogată şi deci greu de manevrat. Evident însă că, în cazul corespondenţei dintre cele două sisteme nomenclatoriale, trebuie prevăzut în care sens este folosit numele unităţii.

În Carpaţii Orientali, situaţia este relativ simplă, prin faptul că, în mare, avem de-a face cu pînze de facies. În cele mai multe cazuri nu se observă o întretăiere netă a liniilor tectonice importante de către liniile izofaciale. De aceea se poate vorbi tot aşa de bine de o zonă moldavică şi de o pînză moldavică, de o subzonă de Bobu — Bodoc ca şi de o digitaţie de Bobu — Bodoc etc.

CONCLUZII

Sîntem de părere că în momentul de faţă se impune ca o necesitate uniformizarea denumirilor care se conferă diverselor unităţi din Carpaţii Orientali. O astfel de uniformizare se poate face numai adoptînd şi respectînd anumite principii şi criterii nomenclatoriale, din care decurg cîteva reguli de acordare a numelor de unităţi şi de subunităţi. Principiile şi criteriile pe care le propunem, ca şi, implicit, denumirile pe care le sugerăm, sînt asemănătoare, în linii generale, celor care se aplică şi se folosesc în aproape toate sectoarele lanţului alpin. Ele ar fi următoarele:

1. Principiul uniformităţii nomenclatoriale, care presupune utilizarea aceloraşi criterii (cît mai puţine) pentru denumirea tuturor unităţilor paleogeografice şi tectonice. Cele mai indicate criterii sînt cele geografice şi cele structural-geometrice. Pentru Carpaţii Orientali ar fi deci necesar să se adopte un astfel de tip de denumiri şi să se renunţe la criteriile poziţionale, ca şi la cele litofaciale.

2. Principiul omogenității nomenclatoriale, conform căruia se folosesc aceleași criterii de formare a numelor unităților, indiferent de tipul genetic al acestora. În cazul Carpaților Orientali este de dorit să nu se facă deosebiri în denumire între pînzele de fundament și cele de cuvertură, între pînzele din zona cristalino-mezozoică și cele din avanfosă etc.

3. Principiul diferențierii dintre zone paleogeografice și unități tectonice, care însă să nu se traducă în nomenclatură prin deosebiri majore, ci prin utilizarea, în măsura posibilului, a unor denumiri comune, dar menționîndu-se sensul în care ele sînt folosite (paleogeografic sau tectonic).

4. Principiul diferențierii nomenclatoriale în funcție de ierarhia unităților în cauză, ceea ce necesită adoptarea unei nomenclaturi deosebite (dar respectînd aceleași principii și criterii) pentru fiecare rang de unități.

Avantajele unui sistem nomenclatorial bazat pe principiile de mai sus constau în simplitatea și accesibilitatea lui, în caracterul său deschis, în lipsa criteriilor genetice de denumire și în posibilitatea încadrării lui în nomenclatura sistemelor alpine, construcția lui utilizînd procedeele obișnuite de denumire din toate celelalte sectoare ale tectorogenului perimediteranean.

SOME CONSIDERATIONS ON THE NOMENCLATURE OF TECTONIC UNITS OF THE FLYSCH ZONE OF THE EASTERN CARPATHIANS

ABSTRACT

The aim of the paper is a critical analysis of the tectonic nomenclature used for the different flysch units of the Romanian Eastern Carpathians. The author reaches the conclusion that it is necessary to adopt a new nomenclature based on four principles : (*1*) the uniformity (one must utilise the same criterion — the best being the geographical one — in forming the names of the nappes) ; (*2*) the homogeneity (the criteria for giving the names must be the same, regardless of the genetic type of the tectonic units) ; (*3*) the hierarchy (the nomenclature must be somewhat different for units of different ranks — systems of nappes, nappes, digitations —) ; and (*4*) differentiation between paleogeographic belts and tectonic units.

Based on these criteria, the author suggests a nomenclatorial system for the zones and the nappes of the Eastern Carpathian chain.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. (1943), *Les faciès du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves*, An. Inst. geol. Rom., **XXII**.
2. Athanasiu S. (1908), *Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova (Raport anual pe 1906)*, An. Inst. geol. Rom., **I**.
3. Aubouin J. (1961), *Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin*, B.S.G.F. (7), **II**, *4*.
4. Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

5. Barbier R. et colab. (1963), *Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes Occidentales, entre Savoie et Méditerranée*, Livre à la mém. du prof. P. Fallot, Paris, 1960—1963, **II**.
6. Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina şi Mureşan M. (1967), *Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali)*, Dări de seamă Com. geol., **LIII** (1965—1966), *1*.
7. Contescu L. (1966), *Flişul cretacic din partea de nord a Munţilor Baraoltului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
8. — (1968), *Structura flişului cretacic în valea Bicazului*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.
9. Dumitrescu I. (1952), *Étude géologique de la région comprise entre l'Oituz et la Coza*, An. Com. geol., **XXIV—XXV**.
10. — (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică şi cartare geologică*. Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
11. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S. şi Georgescu C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., **XXXII**.
12. Durand Delga M. (1960), *Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques*, B.S.G.F. (7), **II**, *3*.
13. Durand Delga M. et al. (1963), *Données actuelles sur la structure du Rif*, Livre à la mém. du prof. P. Fallot, Paris, 1960—1963, **II**.
14. Filipescu G. M. (1955), *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi Polit. Buc., Seria şt. nat., *6—7*.
15. Ilie M. (1954), *Structura geologică a Munţilor Perşani (II. Defileul Oltului)*, An. Com. geol., **XXVII**.
16. Joja Th. (1952), *Recherches géologiques entre les Vallées de la Rişca et de l'Agapia*, An. Com. geol., **XXIV—XXV**.
17. Ksiażkiewicz M. (1956), *Geology of the Northern Carpathians*, Geol. Rund., **45**, *2*.
18. Macovei G. şi Atanasiu I. (1934), *Évolution géologique de la Roumanie — Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**.
19. Mrazec I. şi Popescu-Voiteşti I. (1914), *Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpatique en Roumanie*, An. Inst. geol. Rom., **V**.
20. Mureşan M. (1967), *Structura tectonică a părţii de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.
21. Murgeanu G. (1934), *La nappe interne du flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**.
22. Murgeanu G., Patrulius D. şi Contescu L. (1959), *Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*, St. cerc. geol., **IV**, *1*.
23. Patrulius D., Popa Elena şi Dimitriu Ileana (1966), *Seriile mezozoice autohtone şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munţii Perşani)*, An. Com. geol., **XXXV**.
24. Popescu Gr. (1958), *Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*, St. cerc. geol., **III**, *3—4*.
25. Preda D. M. (1939), *La nappe des conglomérats de Zăganu et de Ceahlău (nappe moldave)*, Bul. Soc. rom. geol., **IV**.
26. Săndulescu M. (1964), *Stratele de Sinaia şi stratele de Bistra dintre Răchitiş şi izvorul Ciobănaşului*, Dări de seamă Com. geol., **L** (1962—1963), partea a II-a.
27. — (1967), *La nappe de Hăghimaş, une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales*, Rapports VIIIe Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balk., Belgrad, **I**.
28. — (1968), *Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaş*, Dări de seamă Com. geol., **LIII**, (1966—1967), partea a III-a.
29. Ştefănescu M. (1968), *Unele date şi comentării privind structura zonei flişului între valea Doftanei şi valea Ialomiţei*, Dări de seamă Com. geol., **LIV** (1966—1967), partea a II-a.
30. — (1967), *Les nappes internes du flysch dans l'extrémité nordique des Carpathes Orientales*, Rapports VIIIe Congr. Assoc. Géol. Carp.-Balk., Belgrad, 1967, **I**.
31. Trümpy R. (1960), *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*, Bull. Geol. Soc. Amer., **71**, *6*.
32. Uhlig V. (1903), *Bau und Bild der Karpaten*, Viena.

Primit în redacţie la 30 ianuarie 1968 *Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, Bucureşti*

DIRECȚIILE DE TRANSPORT ALE SEDIMENTELOR ÎN SERIILE DE FLIȘ CRETACIC ȘI PALEOGEN DINTRE VALEA MOLDOVEI ȘI VALEA CRACĂULUI

DE

P. POLONIC și GABRIELA POLONIC

55(05)

Lucrarea de față prezintă rezultatele obținute în urma măsurătorilor de direcții de aport ale sedimentelor, efectuate în cîteva din seriile flișului cretacic și paleogen din partea centrală a Carpaților Orientali.

Stabilirea direcțiilor de transport s-a făcut prin cartarea sistematică și prelucrarea statistică a structurilor mecanice de curent.

Dintre mecanoglife ne-au reținut atenția în primul rînd formele de „flute marks", „crescentic scour marks", „brush marks" și „prod marks". Direcțiile oferite de „drag marks" și „bounce marks" au fost folosite numai atunci cînd apăreau asociate cu primele mecanoglife citate sau cu stratificația încrucișată.

În afara structurilor obișnuite, în stratele de Hangu am mai întîlnit urme de tîrîre a fosilelor, îndeosebi a inoceramilor, de rostogolire a amoniților și o structură specială de „prod marks" paralelă, provenită din antrenarea prismelor de inocerami.

Formațiunile în care am măsurat direcții de aport aparțin, din punct de vedere stratigrafic și tectonic, unității flișului curbicortical, unității șisturilor negre și pînzei marginale.

Ele au succesiunea stratigrafică pe care am rezumat-o în tabelul nr. 1.

Nu găsim necesar să mai facem descrierea acestor formațiuni, întrucît ele au fost prezentate amănunțit de M. G. Filipescu (7), I. Băncilă (2), Gh. Cernea (4), T. Joja (9), (10) și, mai recent, de P. și Gabriela Polonic (11) și Gr. Alexandrescu (1).

Numărul măsurătorilor de curent obținut este diferit de la o formațiune la alta. Cele mai numeroase date ne-au fost oferite de stratele de

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 449–454, București, 1968

11–c. 5648

Tabelul nr. 1

<table>
<tr><th></th><th>Unitatea flişului curbicortical</th><th>Unitatea şisturilor negre</th><th colspan="2">Pînza marginală</th></tr>
<tr><td>Oligocen</td><td></td><td></td><td>gresia de Fusaru</td><td>gresia de Kliwa</td></tr>
<tr><td>Eocen</td><td></td><td rowspan="2">gresia de Prisaca</td><td>gresia de Tarcău</td><td>faciesul marginal: calcarul de Pasieczna grezo-calcaros strate de Straja</td></tr>
<tr><td>Senonian</td><td></td><td colspan="2">strate de Hangu</td></tr>
<tr><td>Albian-valanginian</td><td>seria curbicorticală</td><td>şisturi negre</td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

Hangu. În cazul celorlalte formaţiuni, numărul măsurătorilor este mai mic din cauza dezvoltării exagerate a lutitelor (şisturi negre), a faciesului calcaros (eocen) sau a masivităţii arenitelor (oligocen).

DIRECŢIA PALEOCURENŢILOR

Hărţile de paleocurenţi arată o mare diversitate de direcţii, care, în cadrul diferitelor unităţi şi formaţiuni cercetate, se prezintă astfel:

A. UNITATEA FLIŞULUI CURBICORTICAL (fig. 1)

În această unitate am întîlnit gresii fine curbicorticale şi gresii micafere negricioase, în care am remarcat existenţa unui transport longitudinal, îndreptat spre nord şi nord-vest.

În afara acestor direcţii, în partea de sud mai apar şi direcţii secundare, care se grupează în cadranul nord-estic.

B. UNITATEA ŞISTURILOR NEGRE (fig. 1)

a) *Şisturile negre.* Măsurătorile de direcţii de aport s-au efectuat pe arenitele calcaroase şi silicioase ce le găsim intercalate la diferite nivele în şisturile argiloase negre.

Direcţiile măsurate în arenitele calcaroase arată existenţa unui transport îndreptat spre nord şi nord-vest şi subordonat în cadranul estic. Direcţiile îndreptate spre sud-est sînt legate de gresiile silicioase, indiferent de orizontul în care apar.

b) *Gresia de Prisaca*, cunoscută în valea Moldovei la Prisaca Dornei, stă pe şisturile negre; ea prezintă direcţii de transport constant orientate spre NNV.

P. POLONIC - GABRIELA POLONIC

HARTA DIRECȚIILOR DE CURENȚI IN OLIGOCENUL DINTRE V. MOLDOVEI ȘI V. CRACĂULUI

0 2 4 6 km

LEGENDA

- Oligocen { 1 Faciesul Gresiei de Kliwa; 2 Faciesul Gresiei de Fusaru
- Direcții de aport în Gresia de Kliwa
- » » » » Gresia de Fuzaru
- L.M. Linia Marginală
- L.A. Linia Audia
- L.F. Linia Fintinele
- Caracteristicile diagramelor

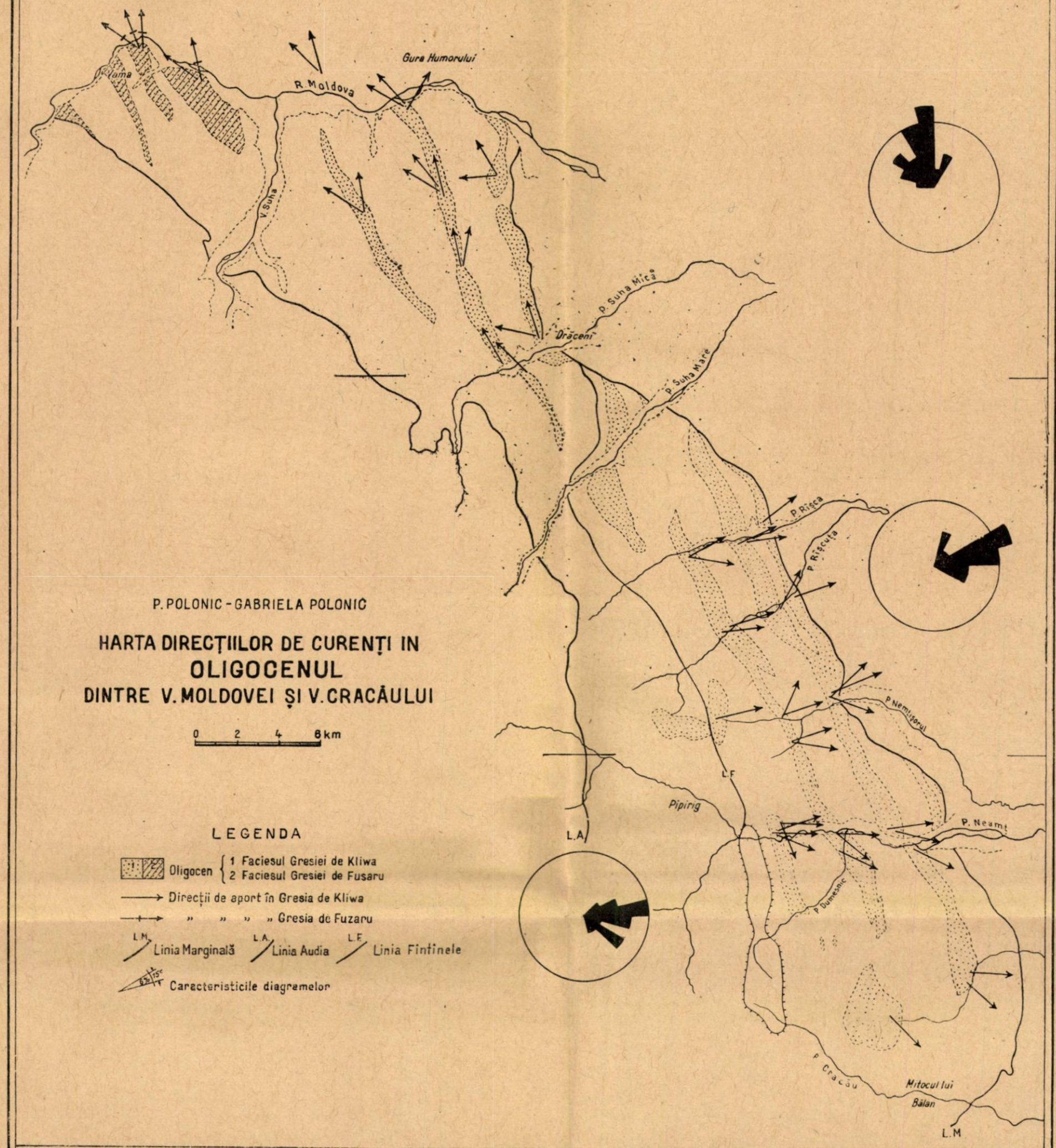
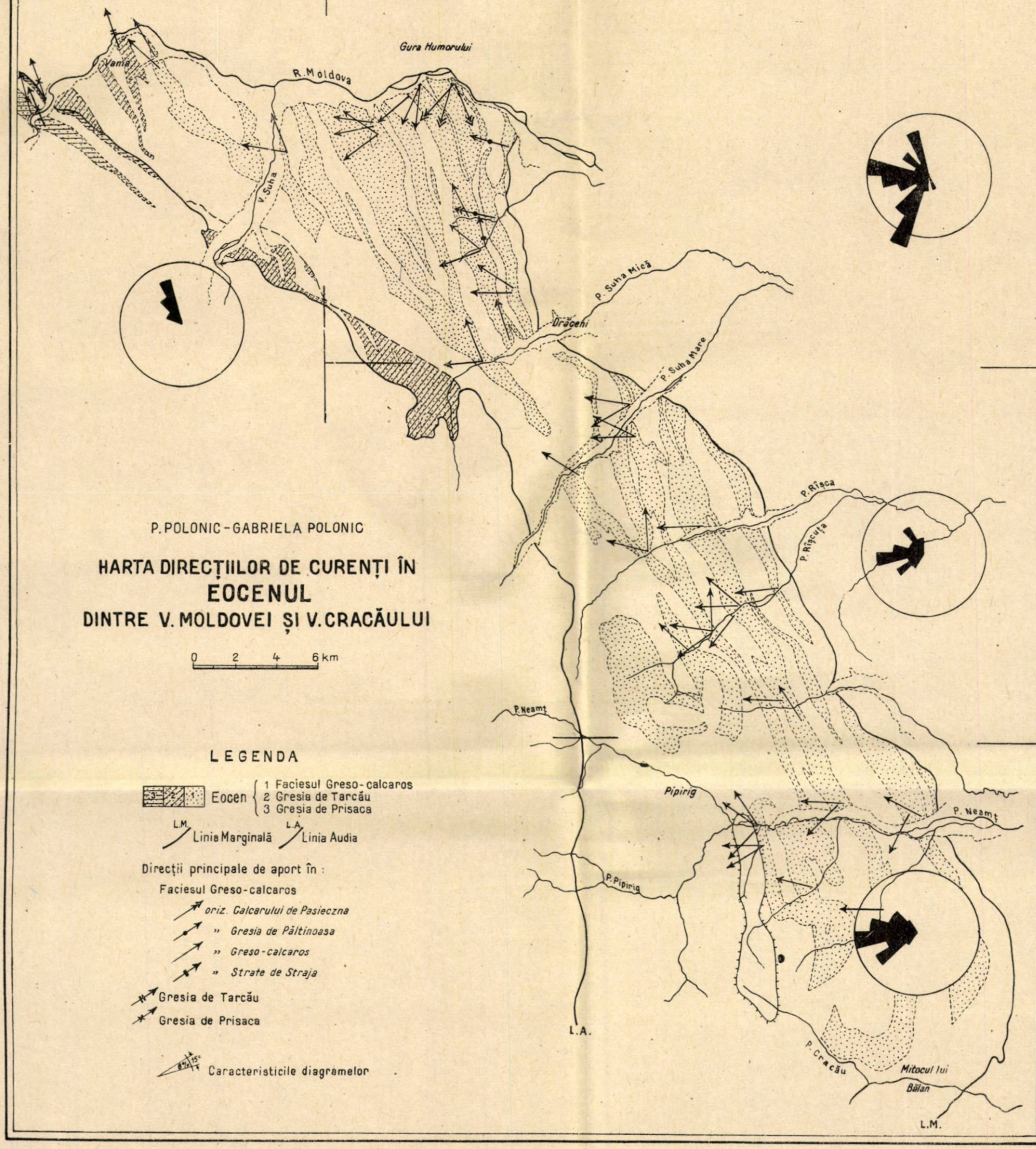


Fig. 4

P. POLONIC - GABRIELA POLONIC

HARTA DIRECȚIILOR DE CURENȚI ÎN EOCENUL DINTRE V. MOLDOVEI ȘI V. CRACĂULUI

0 2 4 6 km



LEGENDA

Eocen { 1 Faciesul Greso-calcaros
2 Gresia de Tarcău
3 Gresia de Prisaca

L.M. Linia Marginală

L.A. Linia Audia

Direcții principale de aport în :

Faciesul Greso-calcaros

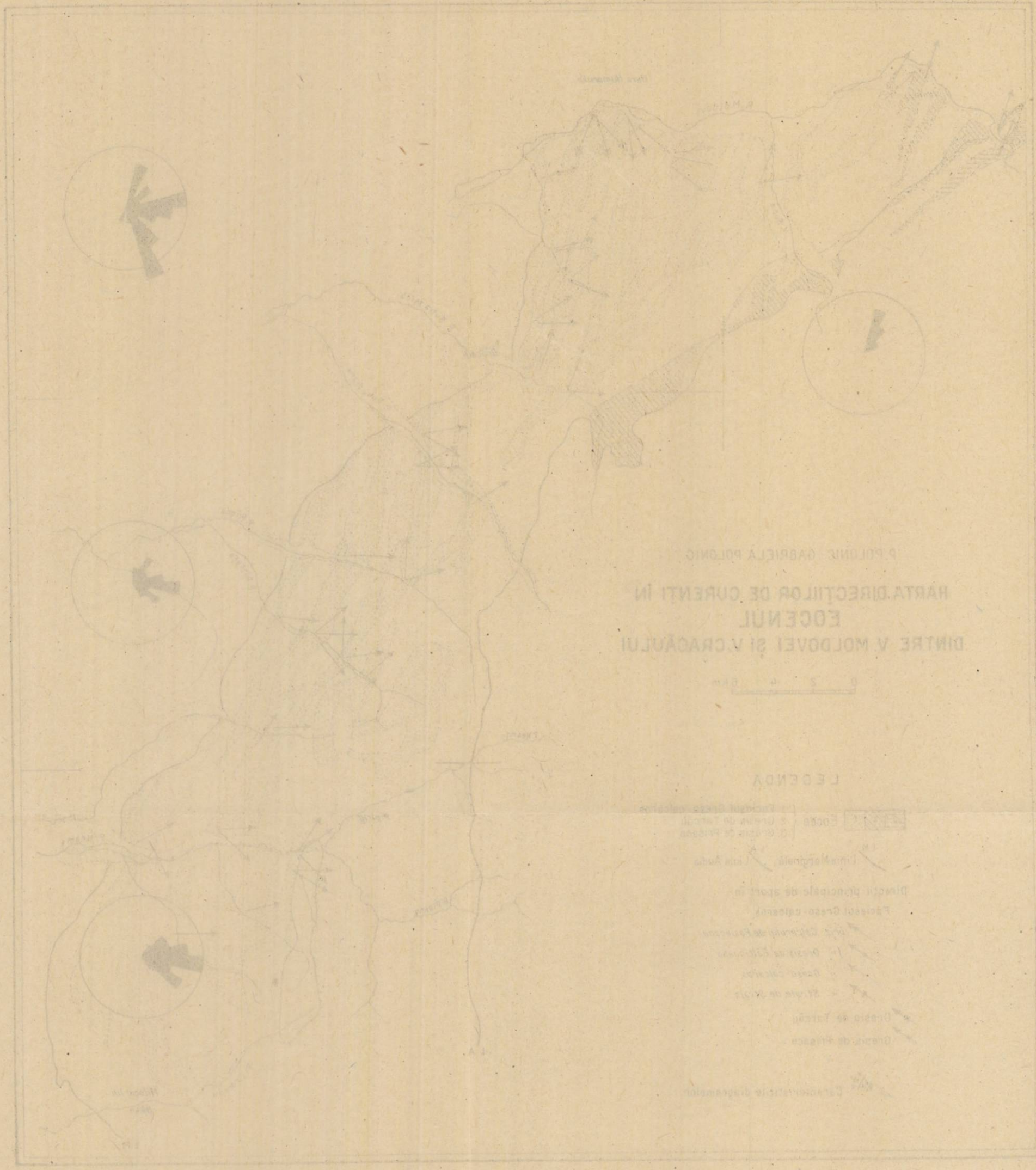
- *oriz. Calcarului de Pasieczna*
- » *Gresia de Păltinoasa*
- » *Greso-calcaros*
- » *Strate de Straja*

Gresia de Tarcău

Gresia de Prisaca

8% 15° Caracteristicile diagramelor

Fig. 3



P. POLONIC - GABRIELA POLONIC

CARTODIAGRAMA DIRECȚIILOR DE CURENȚI IN CRETACICUL DINTRE V. MOLDOVEI ȘI V. CRACĂULUI

0 2 4 6 km

Vama
R. Moldova
Gura Humorului
V. Suha
P. Suha Mică
Drăceni
P. Suha Mare
P. Rișca
P. Rișcuța
P. Neamț
Pipirig
P. Pipirig
P. Nemțișoru
P. Neamț
P. Domășnic
P. Secu
Mitocul lui Bălan
P. Cracău
L.A.
L.M

LEGENDA

a b Strate de Hangu
- *b) oriz. Greso-calcaros*
- *a) oriz. Marnocalcarelor cu fucoide*

Seria curbicorticală

a b Șisturi Negre
- *b) Gresie calcaroasă*
- *a) Gresie silicioasă glauconitică*

L.M. Linia Marginală L.A. Linia Audia

Caracteristicile diagramelor

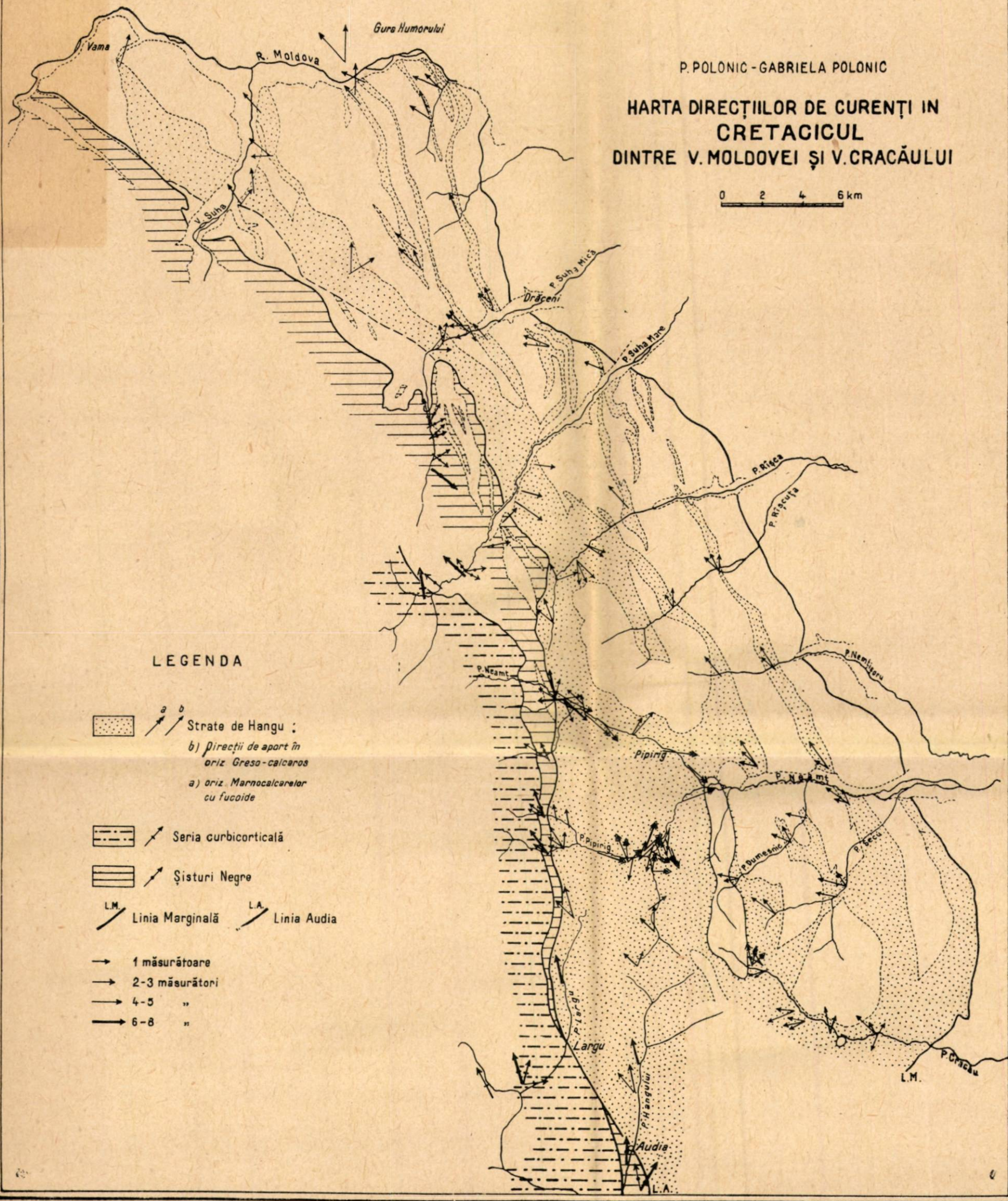
Fig. 2

d. p. 450

P. POLONIC - GABRIELA POLONIC

HARTA DIRECȚIILOR DE CURENȚI IN CRETACICUL DINTRE V. MOLDOVEI ȘI V. CRACĂULUI

0 2 4 6 km



LEGENDA

a b Strate de Hangu :

b) Direcții de aport în oriz. Greso-calcaros

a) oriz. Marnocalcarelor cu fucoide

Seria curbicorticală

Șisturi Negre

L.M. Linia Marginală

L.A. Linia Audia

→ 1 măsurătoare

→ 2-3 măsurători

→ 4-5 „

→ 6-8 „

Fig. 1

C. PÎNZA MARGINALĂ (fig. 1, 3 și 4)

În cadrul acestei unități s-au măsurat direcții de aport atît în stratele de Hangu, cît și în depozitele de vîrstă eocenă și oligocenă.

a) *Stratele de Hangu* au fost divizate de cei mai mulți dintre cercetători în două orizonturi : unul inferior, sau al marno-calcarelor cu fucoide, și altul superior, sau grezo-calcaros.

Din cauza dispersiei direcțiilor de aport, a fost necesară întocmirea unei cartodiagrame din care să reiasă principalele direcții de aport (fig. 2).

Astfel, a apărut clar că orientarea paleocurenților diferă după orizontul la care ne referim. În orizontul marno-calcarelor cu fucoide se remarcă un aport susținut spre sud-est, care în orizontul grezo-calcaros devine orientat spre nord-vest, nord și numai local spre vest.

b) *Eocenul* (fig. 3) este reprezentat prin depozite dezvoltate atît în facies marginal, cît și median (Tarcău).

Eocenul marginal, în partea inferioară, a permis separarea mai multor orizonturi, ca : strate de Straja, orizontul grezo-calcaros și calcarul de Pasieczna (gresia de Păltinoasa), în care am putut măsura direcții de transport.

Partea superioară a eocenului, dezvoltată sub facies marnos (strate de Bisericani) sau sub facies intermediar, nu ne-a permis observații din cauza lipsei arenitelor și a structurilor mecanice.

În cazul stratelor de Straja, direcțiile de aport măsurate semnalează prezența unui transport orientat de la sud spre nord și de la sud-est spre nord-vest. Pentru orizontul grezo-calcaros și gresiile ce însoțesc calcarul de Pasieczna (gresia de Păltinoasa), direcțiile scot în evidență un aport îndreptat de la est spre vest, local cu devieri spre nord sau vest.

Eocenul în faciesul gresiei de Tarcău a fost întîlnit pe o suprafață restrînsă în partea de nord-vest a regiunii. Gresia de Tarcău ne apare dispusă sub influența unor curenți longitudinali cu curgere spre nord, NNV, însoțiți deseori și de direcții transversale, subordonate sub aspectul frecvenței.

c) *Oligocenul* (fig. 4), dezvoltat atît în faciesul marginal cu gresie de Kliwa, cît și în faciesul intern al gresiei de Fusaru, a permis măsurarea direcțiilor de aport numai în arenitele caracteristice faciesului respectiv.

Gresia de Kliwa lasă să se întrevadă două regimuri de direcții de aport, unul spre nord și nord-vest și altul spre est și sud-est. Ținem să precizăm că am regăsit direcții orientate în cadranul estic în oligocenul extern al parautohtonului (semifereastra Bistriței).

Gresiile de Fusaru, întîlnite pe o suprafață restrînsă în bazinul pîrîului Suha, ne-au permis efectuarea unor observații care precizează dispunerea lor sub influența unor curenți îndreptați spre NNV.

CONCLUZII

1. Surse de aport. Din analiza hărții de paleocurenți se evidențiază două surse principale de aport, cordiliera central-carpatică și Platforma Rusă.

a) Cordiliera central-carpatică se manifestă prin direcţii vest-est; ea pare să fi funcţionat intermitent pentru formaţiunile pe care le-am cercetat, începînd de la sfîrşitul cretacicului inferior pînă la sfîrşitul paleogenului.

Prima manifestare mai importantă a acestei surse se face cunoscută o dată cu punerea în loc a complexului gresiilor sticloase glauconitice. Prezenţa în lungul bazinului de sedimentare a glauconitului, un mineral ce se formează în zona de coastă, pune în evidenţă existenţa unui transport lateral.

O problemă destul de dificilă se ridică atunci cînd încercăm să stabilim sursa materialului ce s-a depus sub acţiunea unor curenţi longitudinali.

Din analiza factorilor paleogeografici se ajunge la concluzia că existenţa unor astfel de curenţi longitudinali nu implică neapărat şi o sursă care să furnizeze material în regiunea de origine a curentului.

Astfel, S. Dżułyński, M. Ksiązkiewicz şi Ph. H. Kuenen (5) arată posibilitatea pe care o au curenţii, veniţi din direcţii transversale pe geosinclinal, să vireze în zona axială a depresiunii după sensul înclinării axului geosinclinalului.

În asemenea condiţii, seria curbicorticală şi gresiile de Prisaca, Tarcău şi Fusaru, pe care le găsim dispuse sub influenţa acestor curenţi longitudinali, au în cea mai mare parte o origine carpatică.

Proveniența carpatică a acestor formaţiuni se sprijină şi pe absenţa unui facies mai fin între aceste serii arenitice şi cordiliera central-carpatică, pe remanierea cristalinului şi şisturilor negre în baza gresiei de Prisaca, precum şi pe volumul mare de material care nu-şi găseşte o altă explicaţie.

Cordiliera central-carpatică a separat în cretacicul inferior faciesurile calcaroase, care se găsesc azi în zona cristalino-mezozoică, de faciesul flişului intern.

Remanierile de cristalin şi de şisturi negre în gresia de Prisaca dau referinţe şi asupra constituţiei flancului de est al acestei cordiliere, ulterior dispărut sub înaintarea celuilalt flanc.

b) Platforma Rusă se face cunoscută prin aportul de mîluri calcaroase (senonian-eocen), cuarţ (senonian şi oligocen) şi şisturi verzi remaniate la diferite intervale în cretacicul superior şi paleogen.

Curenţii longitudinali (SE—NV) din senonian şi oligocen (gresia de Kliwa), prin însăşi orientarea pe care o prezintă, sugerează proveniența lor din virarea unor curenţi laterali.

Din cele prezentate se desprinde constatarea că unei constanţe în timp a direcţiei de transport îi corespunde o monotonie litologică (cum este cazul cu seria curbicorticală, gresia de Prisaca, gresia de Tarcău şi gresia de Fusaru).

2. Din analiza direcţiilor de curenţi şi a faciesurilor depozitelor paleogene rezultă că depozitele pînzei marginale, care se întîlnesc în sectorul cercetat, aparţin marginii de est şi, în mică măsură, părţii centrale a bazinului de sedimentare.

Gresia de Tarcău, care reprezintă depozitele fazei de fliş, dispare treptat spre nord în vestul Bistriţei, sub linia Audia, ca să reapară în

bazinul văii Suha, păstrînd constante direcțiile de transport. În acest mod se demonstrează continuitatea gresiei de Tarcău în direcție, iar dispariția ei apare acum ca o consecință a înaintării depozitelor situate la vest de linia Audia, care își manifestă caracterul lor de unitate șariată.

3. Din compararea imaginii bazinului de sedimentare în timpul senonianului și al paleogenului, sugerat de dispoziția direcției paleocurenților, reiese că poziția axului geosinclinalului carpatic a rămas aproape neschimbată, manifestînd numai o ușoară deplasare spre vest, la începutul paleogenului.

Cele două principale direcții de aport în oligocen sînt separate de o linie tectonică, linia Fîntînele. Ținînd seama de constanța regională a direcțiilor de aport orientate spre nord ale sedimentelor oligocene, apariția unor direcții spre est ne-a condus la ideea că s-ar datora unei cauze tectonice de rotire a întregului compartiment spre est. În această situație se ridică problema dacă linia Fîntînele nu este mai importantă decît se credea.

TRANSPORT DIRECTIONS IN THE CRETACEOUS AND PALEOGENE FLYSCH SERIES BETWEEN THE MOLDOVA AND CRACĂU VALLEYS

ABSTRACT

Measurements concerning the transport directions were carried out on the Cretaceous and Paleogene deposits of the Eastern Carpathians in the area between the Moldova and Cracău valleys.

These measurements showed the presence of two main transport sources : the Carpathian (the central cordillera) source and the eastern one (Russian Platform).

The Carpathian source was evidenced by west-eastward and by longitudinal directions. The principal part of the arenites of the black shales, of the "curbicortical" series, and of the Prisaca, Tarcău and Fusaru sandstones are related to this source.

The eastern source (Russian Platform), characterized by westward and nordwestward directions, furnished the main part of the material of the Hangu beds, of the marginal Eocene deposits and of the Kliwa sandstones.

From the analysis of currents direction it was established that in the marginal nappe there are rocks belonging to the eastern part of the sedimentation basin and in a lesser measure rocks from the central part of the basin.

The directions measured in the Tarcău sandstones show their trendwards continuation while their tectonical disappearance between the Bistrița and Moldova valleys evidences the magnitude of this accident.

BIBLIOGRAFIE

1. Alexandrescu Gr. (1964), *Observaţii geologice în flişul cretacic din regiunea Găineşti — Stulpicani (Carpaţii Orientali)*, Dări de seamă Com. geol., **XLIX**.
2. Băncilă I. (1952), *Geologia regiunii dintre Gura Humorului — Voroneţ — Suha*, Dări de seamă Com. geol., **XXVI**.
3. — (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
4. Cernea Gh. (1952), *Flişul intern dintre Moldova şi Bistriţa*, An. Com. geol., **XXIV**.
5. Dżułyński S., Ksianzkiewicz M. a. Kuenen Ph. H. (1959), *Turbibites in the flysch of the Polish Carpathian Mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., **70**.
6. Dżułyński S. a. Sanders J. E. (1962), *Current marks on firm mud bottoms*, Trans. Connecticut Acad. Arts. Sci., **42**.
7. Filipescu M. G., Drăghindă I. şi Mutihac V. (1952), *Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., **II**, *9—10*.
8. Haaf E. Ten (1959), *Graded beds of the Northern Apennines*, Univ. Ph. D. thesis, Gröningen.
9. Joja T. (1952), *Cercetări geologice între V. Rîşca şi V. Agapia*, An. Com. geol., **XXIV**.
10. — (1952), *Structura geologică a flişului marginal din regiunea văilor Suha Mică şi Suha Mare*, Dări de seamă Com. geol., **XXXVI**.
11. Polonic P. şi Polonic Gabriela (1962), *Cercetări geologice în regiunea Gura Humorului — Drăceni*, Dări de seamă Com. geol., **XLVII**.

Primit în redacţie la 17 mai 1965

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

FAUNA TORTONIANĂ DIN REGIUNEA RUGI—DELINEȘTI (BAZINUL CARANSEBEȘULUI)

DE

IOSEFINA STANCU și EUGENIA ANDREESCU

55 (05)

Fauna prezentată în acest articol este recoltată din depozitele tortoniene din jurul localităților Delineşti şi Rugi, județul Caraş—Severin.

Punctul fosilifer de la Delineşti a fost semnalat încă din secolul trecut de J. Halavats (11), care întocmeşte un inventar al faunei întîlnite (50 de forme, dintre care 39 gasteropode, 1 scafopod, 8 lamelibranhiate şi 2 antozoare).

Cercetări ulterioare se datoresc lui E. Pop (22), care prezintă harta de ansamblu a terenurilor tortoniene din Bazinul Caransebeşului, aducînd detalieri stratigrafice, precum şi o listă de faună ce cuprinde 60 de specii (1 antozoar, 39 gasteropode, 17 lamelibranhiate şi 3 scafopode).

Referiri la depozitele tortonianului din Bazinul Caransebeşului se mai întîlnesc în diferite rapoarte [1], în care studiul faunei tortoniene a revenit uneia dintre noi.

DATE STRATIGRAFICE

Considerat ca cel mai vechi termen neogen din Bazinul Caransebeşului, tortonianul se prezintă sub forma unei fîşii a cărei lățime variază

---

[1] Eugenia Andreescu, *Raport geologic privind regiunea Apadia — Rugi*, 1955, Arh. Inst. geol.; Fl. Marinescu, *Cercetări geologice în regiunea Apadia — Rugi*, 1963, Arh. Inst. geol.; Iosefina Stancu, *Studiul stratigrafic-paleontologic al tortonianului din regiunea Rugi — Delineşti (Caransebeş)*, 1965, Arh. Inst. geol.

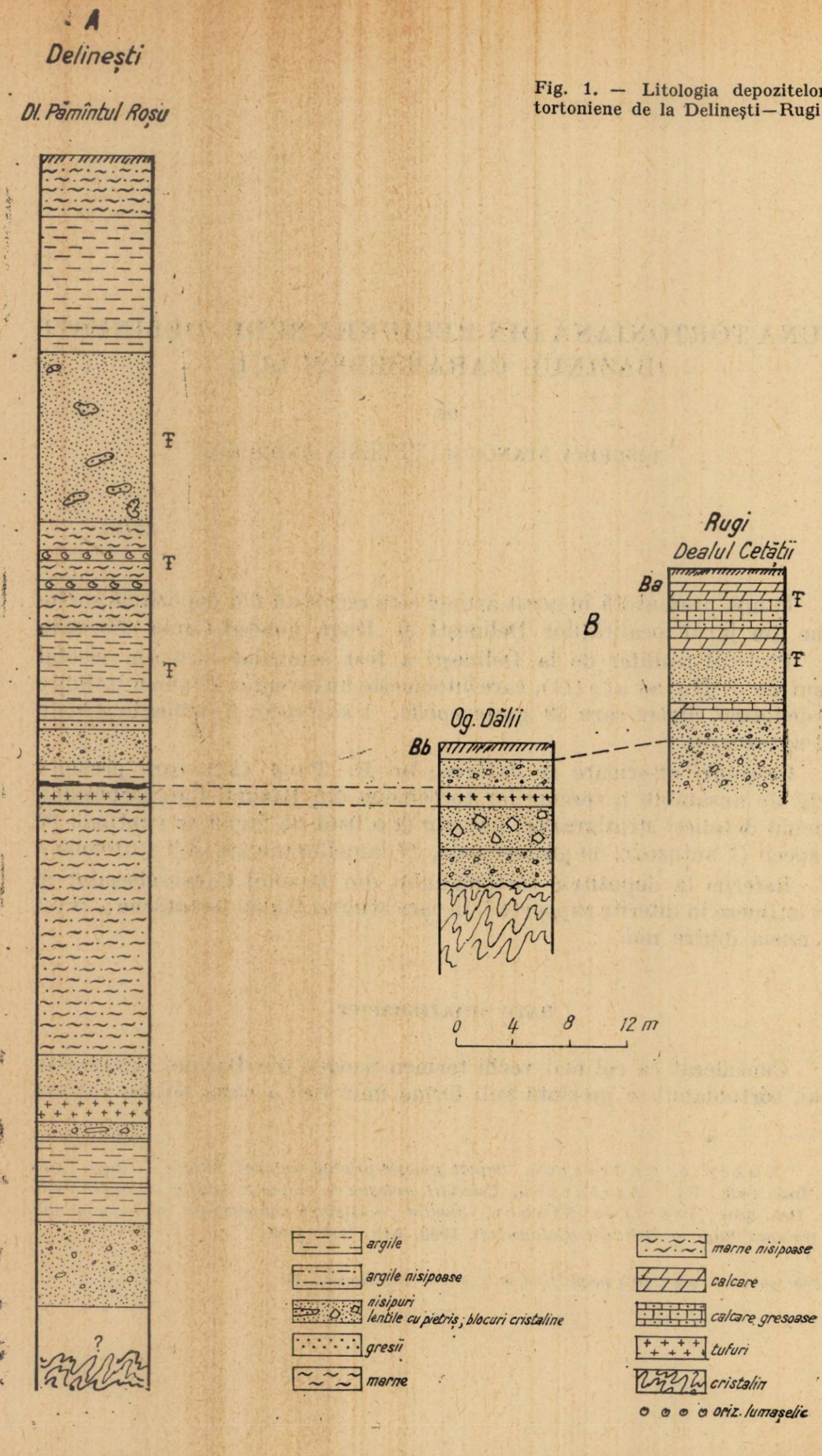


Fig. 1. — Litologia depozitelor tortoniene de la Delinești—Rugi.

între 300 și 1 000 m în jurul Delineștilor și care se continuă la est de localitatea Rugi, reapărînd din nou la sud de Caransebeș.

Depozitele tortonianului sînt dispuse transgresiv pe un vechi relief de roci cristaline. Grosimea maximă a depozitelor tortoniene se întîlnește la Delinești, unde ajunge la 100 m, apoi scade treptat, reducîndu-se la aproximativ 30 m spre est.

În sectorul de care ne ocupăm, litologia acestor depozite prezintă o evidentă variație de facies; astfel, la Delinești (fig. 1, *A*), tortonianul este dezvoltat sub un facies argilos-marnos, pentru ca spre Rugi (fig. 1, *B*) să tereacă la un facies grezo-calcaros. Menționăm că partea inferioară a profilului litologic al faciesului grezo-calcaros de la Rugi (Dealul Cetății, fig. 1, *Ba*) își are continuarea în profilul din Ogașul Dălii (fig. 1, *Bb*).

Faciesul grezo-calcaros din Bazinul Caransebeșului este semnalat de către E. Pop (22) numai la Valea Pai. Din această localitate, M. Dimian [2] a determinat forme de : *Glycymeris menardi* Desh., *Pecten aduncus* Eichw., *Pecten* aff. *besseri* Andr., *Cardium multicostatum* Brocc.

În succesiunea depozitelor tortonianului din regiunea Delinești se întîlnesc două nivele de tufuri. Dintre acestea, cel superior se poate corela petrografic cu nivelul de tuf întîlnit în regiunea Rugi. Din observațiile microscopice efectuate pe eșantioane din tuful superior de la Delinești și din acela de la Rugi s-a constatat că acestea prezintă aceeași componență petrografică, fiind vorba în ambele cazuri de un tuf dacitic, cu o structură vitrocristalo-clastică, conținînd cristale sparte de plagioclaz, maclate polisintetic, uneori cu structură zonară.

Cu totul sporadic s-au mai observat cristale de rutil, disten, biotit.

Studiul faunei localizate deasupra nivelului de tuf dacitic a arătat prezența unor genuri și specii comune atît faciesului marnos (Delinești), cît și celui calcaros (Rugi).

Această constatare ne-a condus la concluzia că faciesurile amintite sînt sincrone, ceea ce infirmă părerile anterioare, prin care se arată că faciesul grezos (Rugi) constituie un nivel superior al tortonianului, plasîndu-se la partea superioară a depozitelor de la Delinești.

Fauna colectată de noi din faciesul argilo-marnos de la Delinești este bine conservată și, în urma studiului paleontologic efectuat, se poate situa alături de ansamblul faunistic tortonian din diversele puncte fosilifere clasice din țară.

Formele localizate în faciesul grezo-calcaros de la Rugi se prezintă în majoritatea cazurilor, sub formă de mulaje, cu excepția cochiliilor robuste (*Chlamys*, *Ostreia*, corali).

---

[2] M. Dimian, *Cercetări geologice și hidrogeologice asupra regiunii Ramna — Sinersig*, 1957, Arh. Inst. geol.

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Protozoare :		
Heterostegina sp.	FF	FF
Alge calcaroase :		
Lithothamnium sp.	R	FF
Acicularia sp.	F	A
Spongieri :		
Cliona sp.	F	FF
Antozoare :		
Heliastraea conoidea Reuss	FF	R
Heliastraea sp.	F	R
Caryophyllia (Caryophyllia) attenuata Reuss	F	A
Caryophyllia (Acanthocyathus) vindobonensis (Reuss)	F	A
Caryophyllia sp.$_1$	R	A
Caryophyllia sp.$_2$	R	A
Cerathotrochus dueodecimcostatus Goldf.	R	A
Flabellum roissyanum Edwards et Haime	FF	A
Flabellum roissyanum multicostatum Reuss	F	A
Flabellum sp.	F	A
Viermi :		
Serpula radians Eichw.	R	FF
Serpula heliciformis Eichw.	R	F
Ditrupa cornea (Linné)	FF	R
Briozoare :		
Hornea fragilis Eichw.	F	F
Schizoporella foraminosa Reuss	R	F
Schizoporella sp.	F	F
Diastropora sp.	F	F
Retripora virbicata Goldf.	F	R
Lepralia austa tetragona Reuss	R	R
Lepralia tenella Reuss	F	F
Eschara varians Reuss	F	F
Cupuladria canariensis Busk.	FF	A
Cupularia umbellata Defr.	FF	R
Lechinopora sp.	A	FF

* F = frecvent; FF = frecvență mare; R = rare; A = absent.

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Discophustelaria sp.	FF	R
Brahiopode :		
Terebratula plicatodentala Da Costa	A	R
Terebratula squamata Eichw.	R	A
Megathyris praecursor Boett.	R	A
Cistella aff. *cordata* Boett.	R	A
Megerlea truncata L.	R	A
Poliplacofore :		
Chiton bohemicus (Rochebrune)	F	F
Chiton sp.	R	A
Acanthochiton (*A.*) *steinarbunensis* Sŭlc.	R	R
Acanthochiton (*A.*) *profascicularis* Boett.	F	A
Acanthochiton (*A.*) *faluniensis* (Rochebrune)	F	A
Acanthochiton (*A.*) aff. *planus* Sŭlc.	F	A
Lamelibranhiate :		
Nucula (*Nucula*) *nucleus* L.	F	F
Leda (*Lembulus*) *fragilis* (Chemn.)	F	R
Arca (*Arca*) *noe* L.	F	A
Arca (*Anadara*) *diluvii* Lam.	FF	R
Arca (*A.*) *turoniensis* Duj.	F	A
Barbatia (*Acar*) *clathrata* (Defr.)	FF	A
Barbatia (*A.*) *clathrata achantis* (Font.)	FF	A
Barbatia (*B.*) *barbatia eichwaldi* Friedb.	R	A
Barbatia (*B.*) *barbata* (L.)	F	R
Glycymeris (*Glycymeris*) *pilosus deshayesi* (May.)	FF	F
Glycymeris (*G.*) *glycymeris* L.	FF	F
Limopsis (*Pectunculina*) *anomala* Eichw.	F	F
Limopsis anomala minuta Philip.	R	A
Modiola sp.	R	A
Pecten (*Pecten*) *aduncus* Eichw.	F	F
Pecten (*Flabellipecten*) *besseri* (Andrzez.)	F	F
Chlamys (*Aequipecten*) *spinosa* (Münster)	R	A

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Chlamys seniensis Lam.	FF	F
Chlamys seniensis var.	F	A
Chlamys aff. *malvinae* Dub.	F	F
Chlamys solarium Lam.	F	F
Chlamys (*Ch.*) *multistriatus* (Poli.)	R	R
Chlamys (*G.*) *latissima nodosiformis* Serr.	A	FF
Amussium (*Amussium*) *cristatum badense* Font.	FF	R
Amussium sp.	F	A
Spondylus gaederopus deshayesi L.	F	F
Plicatulla mytilina Phil.	R	F
Plicatulla ruperella Duj.	A	R
Lima (*L.*) *lima* L.	F	FF
Lima (*Limatula*) *subauriculata* (Mont.)	R	F
Pycnodonta navicularis (Brocc.)	FF	FF
Ostrea (*Ostrea*) *digitalina* Dub.	FF	FF
Ostrea (*Cubitostrea*) *cubitus* Desh.	F	R
Gryphaea (*C.*) *gryphoides* (Lam.)	R	R
Astarte (*Goodallia*) *triangularis* Mont.	R	A
Cardita (*Cyclocardia*) *scalaris* Sow.	R	A
Cardita (*Cardiocardita*) *partschi* Goldf.	FF	R
Begunia (*Glans*) *rudista* (Lam.)	FF	R
Begunia (*Mytilicardia*) *elongata* (Bronn.)	F	A
Begunia (*G.*) *trapezia* (L.)	R	A
Iocardia cor L.	F	F
Solenocurtus sp.	R	A
Linga (*Linga*) *columbella* (Lam.)	FF	F
Linga (*L.*) *michelottii* Mont.	R	A
Divalinga ornata (Ag.)	R	A
Chama gryphoides gramella Gregorio.	R	A
Chama gryphoides L.	F	R
Venus (*Ventricola*) *multilamella* Lam.	FF	F
Venus (*V.*) *cincta* Eichw.	R	A

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Venus (V.) circularis (Desh.)	R	A
Solen (S.) subfragilis Eichw.	R	A
Teredo sp.	A	F
Corbula (Varicorbula) gibba (Olivi)	FF	R
Corbula (Corbula) revoluta Brocc.	R	A
Aspidopholas sp.	A	R
Gasteropode :		
Diloma (Oxystele) amededei amedei (Bron.)	FF	R
Teinostoma (Solariorbis) fuchsi Boett.	R	A
Astraea (Bolma) carinata (Bors.)	R	A
Astraea (B.) perangulata Sacco	R	A
Astraea (B.) perangulata spinosa Friedg.	R	A
Neritina picta Fer.	R	A
Acirsa sp.	R	A
Opalia (Turiscala) perpusilla (De Boury)	F	A
Scala (Spiniscala) duboisi Friedb.	F	R
Scala (S.) orientalis Friedb.	R	A
Phasianella (T.) eichwaldi Hoern.	R	A
Eulimella (E.) submubilicatoides Sacco	F	F
Eulimella (E.) nitidissima Mont.	R	A
Strombiformis subulatus (Donov.)	R	A
Turbonilla (T.) labellum Bon.	R	R
Turbonilla (T.) spiculum Eichw.	R	A
Rissoina (R.) podolica Cossman.	F	F
Melanella (Polyggreulina) eichwaldi (Hoern.)	R	R
Niso (Niso) tarbellum Sacco	F	R
Alvania (A.) alexandrae Boett.	F	R
Alvania (A.) montagui miocenica Sacco	F	R
Bittium (B.) reticulatum (Da Costa)	FF	F
Bittium (B.) spina (Partsch.)	FF	R
Cerithium (Tiaracerithium) zeuscheneri Pusch.	F	A
Cerithium (Ptych.) crenatum procrenatum Sacco	F	F

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Cerithium (Thericium) vulgatum Brug.	R	A
Cerithium (Th.) europaeum cingulossela Sacco	R	A
Cerithium irregulare Dub.	R	A
Seila dertrobricarinata (Sacco)	F	A
Turritella (Haustator) vermicularis Brocc.	FF	R
Turritella (H.) triplicata Brocc.	F	A
Turritella (H.) badense Sacco	FF	A
Turritella (Zaria) subangulata Brocc.	FF	F
Turritella (Z.) subangulata polonica Friedb.	F	A
Turritella (Z.) subangulata spirata Brocc.	F	A
Turritella (Tur.) tricarinata Brocc.	F	A
Turritella (Archimediella) turris Bast.	FF	A
Turritella (A.) turris gracile Friedb.	F	A
Turritella (A.) turris taurangulata Sacco	F	A
Turritella (A.) erronea erronea Cossm.	FF	A
Turritella (Torc.) bicarinata var.	F	A
Architectonica (A.) marthae (Boett.)	R	A
Pseudomalaxis aff. *corniculum* (Boett.)	R	A
Petaloconchus intortus (Lam.)	FF	F
Petaloconchus intortus woodii Morch.	FF	F
Lemintina arenaria (L.)	FF	F
Lemintina arenaria perpustulata Sacco	FF	F
Tenagodes (Tenagodes) obtusus Schaum.	F	A
Caecum (C.) trachea (Mont.)	R	A
Polinices (Polinices) redemtus (Micht.)	R	R
Polinices (Polinices) köeneni Sacco	R	A
Lunatia catena helicina Brocc.	FF	R
Natica (Nacca) millepunctata Defr.	FF	R
Natica (Nacca) millepunctata hörnesi Fisch et Tourn.	R	A
Amalthaea phlepsi (Boett.)	F	F
Capulus (C.) hungaricus (L.)	R	A
Crepidula (Janachus) crepidula L.	R	A

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Crepidula (*C.*) *gibbosa* Defr.	R	A
Xenophora aff. *deshayesi* Micht.	F	F
Xenophora testigera elatinsulcata Sacco	R	A
Xenophora sp.	R	A
Aporrhais uttimgerianus Risso	FF	A
Strombus (*S.*) *coronatus* Defr.	R	A
Erato (*E.*) *laevis* Donow.	F	A
Erato (*E.*) *asulcata* Sacco	R	A
Cypraea duclosiana Bast.	F	F
Eocypreaea aff. *amygdalum* Brocc.	R	A
Semicassis (*S.*) *miolaevigata* Sacco	F	R
Cassis (*C.*) *mamillaris* Grat.	R	A
Charonia (*Sassia*) *apenninica* (Sassi)	FF	A
Charonia (*S.*) *tarbelliana* Grat.	FF	A
Aspa (*Aspa*) *marginatum* Martin	R	A
Ficus (*Ficus*) *geometrus* Bors.	F	A
Ficus (*F.*) *condidus* Bronn.	R	A
Hexaplex (*Muricanthus*) *hoernesi* (Ancr.)	R	A
Murex (*Tubicauda*) *spinicosta friedbergi* Cossm. et Peyr.	R	A
Murex (*Haustellum*) *partschi* Hoern.	R	A
Murex delbosianus Grat.	R	A
Murex labrosus Brocc.	R	A
Murex inornatus Beyr.	R	A
Typhis (*Cyphonochelus*) *fistulosus* (Brocc.)	FF	A
Typhis (*Typhis*) *horridus* (Brocc.)	FF	A
Ocinebrina sublavata sublavata (Bast.)	F	R
Purpura (*Tritonalia*) *sowerbyi* (Micht.)	R	A
Mitrella (*Atilia*) *fallax* Horn. et Au.	F	F
Mitrella (*Macrurella*) *nassoides* (Grat.)	R	A
Dorsanum (*D.*) *echinatum* (Hoern.)	F	A
Hinia (*Uzita*) *limata* (Chemn.)	F	A
Hinia (*U.*) *restitutiana hoernesi* (May.)	F	A

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Phos (*Ph*) *connectens hoernesi* (Semp.)	R	A
Cantharus (*Pollia*) *weinsteigensis* (Hoern.)	R	A
Euthria zejszneri Friedb.	R	A
Latirus (*Pseudolatirus*) *bilineatus* (Partsch.)	F	A
Eutriofusus (*E.*) *virgineus* Grat.	R	A
Fusus (*Fusus*) *vindobonensis* Hoern. et Au.	R	A
Oliva (*Stephona*) *flammulata* Lam.	R	R
Ancilla (*Baryspira*) *glandiformis* (Lam.)	FF	R
Ancilla (*B.*) *glandiformis conoidea* (Desh.)	FF	R
Ancilla (*B.*) *glandiformis elongata* (Desh.)	FF	A
Ancilla (*Ancilla*) *obsoleta* Brocc.	R	A
Ancilla (*Tortoliva*) *apenninica* Bell.	R	A
Ancilla (*T.*) *suturalis* Bon.	R	A
Ancilla (*T.*) *subcanalifera* (d'Orb.)	R	A
Vexillum (*V.*) *cimbricum* Brocc.	FF	R
Mitra (*Tiara*) *scorbiculata* Brocc.	F	F
Athleta (*A.*) *ficulina rarispina* (Lam.)	R	A
Narona (*Calcarata*) *calcarata* (Brocc.)	R	A
Clavatula (*Clavatula*) *olgae* (Horn et Au.)	F	A
Clavatula (*C.*) *semimarginata* Lam.	F	A
Clavatula (*C.*) *laevigata* Eichw.	F	A
Turricula (*S.*) *lamarcki* Bell.	F	A
Turricula (*Surcula*) *intermedia* Bronn.	F	A
Turricula (*S.*) *plicatula* Brocc.	F	A
Clavus (*Drillia*) *allionii* Bell.	R	A
Clavus (*D.*) *spinescens* (Partsch.)	R	A
Clavus (*D.*) *victoriae* (Horn. et Au).	R	A
Spirotropis modiola (Jan.)	R	A
Turris (*T.*) *badense* (Horn. et Au.)	R	A
Gemmula (*G.*) *coronata* (Münst.)	F	A
Gemmula (*Hemipleurotoma*) *anne* (Horn. et Au.)	F	A

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvența faunei*	
	Delinești	Rugi
Gemmula (H.) anne aplanata (Friedb.)	R	A
Epalix (Bathytoma) cataphracta dertogranosa Sacco	F	A
Raphitoma (R.) harpula (Brocc.)	R	A
Conus (Chelyconus) austriaconoae Sacco	F	R
Conus (Ch.) suessi Horn. et Au.	F	R
Conus (Ch.) fuscocingulatus Bronn.	FF	R
Conus (Ch.) vindobonensis (Partsch.)	F	R
Conus (Ch.) vindobonensis marie Horn. et Au.	R	A
Conus (Ch.) puschi Micht.	F	R
Conus (Conolithus) dujardini Desh.	FF	F
Conus (Leptoconus) estensus Partsch.	R	A
Conus (Lithoconus) mercati daciae (Horn. et Au.)	R	A
Conus (Rhizoconus) cf. *ponderosus* Brocc.	R	A
Terebra (T.) acuminata acuminata Bors.	F	R
Terebra (T.) neglecta Micht.	F	A
Ringicula (R.) auriculata buccinea (Brocc.)	FF	R
Retusa sp.	R	A
Acteocina (A.) lajonkaireana lajonkaireana (Bast.)	F	FF
Cylichna sp.	R	A
Roxania (Sabatia) callifera callifera Boett.	R	A
Scaphander (S.) lignarius lignarius (L.)	R	A
Vaginella depressa Daud.	F	A
Scafopode :		
Dentalium (Entalis) badense Partsch.	FF	F
Dentalium (D.) sexagonum Schrot.	R	A
Dentalium (D.) michelotti Hoern.	FF	F
Dentalium (A.) vitreum Schrot.	R	A
Dentalium (A.) nevemcostatum mutabilis (Dod.)	F	R
Siphonodentalium bifissum S. Wood	R	A
Fustiaria jani Hoern.	FF	F
Cadulus gadus Mont.	R	A

(continuare) tabela

Unitatea taxonomică	Frecvenţa faunei*	
	Delineşti	Rugi
Echinoide :		
Cidaris sp.	FF	FF
Spatangus demarestii Münst.	F	F
Cyathocidaris avenionensis Desm.	F	A
Echinocyamus stallatus Caper.	A	FF
Echinometra miocenica Lor.	A	R
Asteride :		
Asteria sp.	A	F
Decapode :		
Neptunus granulatus M. Edw.	A	R
Portunus rakosensis Lör.	A	R
Daira sp.	A	F
Cancer sp.	A	F
Titanocarcinus aff. *vulgaris* Gaessner	A	F
Otolite :		
Gobius laevis Weiler	F	A
Centrapoistis integer Schub.	F	A
Arius vaugionis Kok.	F	A
Phycis simplex (Kok.)	R	A
Phycis tenuis (Kok.)	R	A
Scopelus debilis (Kok.)	R	A
Scopelus splendidus Proch.	F	A
Gadus friedbergi Ch. et Duv.	R	A
Gadulus sp.	R	A
Pagellus pregarius (Kok.)	R	A
Otolithus joachimicus Kok.	R	A
Gobius pretiosus Proch.	F	A
Dentex latior Schulle	R	A

ANALIZA FAUNEI TORTONIENE

Marea abundență de indivizi, ca și larga diversitate a genurilor întîlnite în această regiune, ne-a determinat să reluăm studiul paleontologic, mai ales că punctul fosilifer de la Rugi nu avea întocmit un inventar faunistic pînă la data notei de față.

S-au determinat un număr de 276 de specii; multe din ele nu sînt citate încă în regiune sau reprezintă forme noi pentru țara noastră (speciile de briozoare, brahiopode sau echinoide, decapode, plăcile cu asteroid, otolite).

O largă dezvoltare o are genul *Lithothamnium*, care la Rugi este foarte frecvent; în schimb, la Delinești, unde este întîlnit împreună cu *Acicularia*, are o frecvență redusă.

Antozoarele sînt bine conservate în ambele faciesuri. Este una dintre grupele cele mai bine reprezentate ca număr de indivizi, numărînd în total 50 de exemplare în diverse stadii de dezvoltare a coralitelor.

Viermii sînt reprezentați prin anelide în faciesul calcaros și prin polichete în faciesul argilo-marnos de la Delinești.

Dintre briozoare, foarte variate ca genuri, s-au determinat numai 12 specii pînă la data actuală. Demn de remarcat este faptul că speciile *Cupuladria canariensis* și *Lectinopora* sp. nu se găsesc niciodată împreună, prima fiind cantonată numai la Delinești, iar cealaltă, bine reprezentată ca număr de indivizi (30 de exemplare), se întîlnește numai la Rugi. În rest, celelalte specii se găsesc în ambele puncte fosilifere.

Poliplacoforele au frecvență mai mare la Delinești, de unde s-au recoltat o serie de plăci cefalice, mediane și anale. Menționăm că poliplacoforele întîlnite în depozitele tortonianului de la Delinești reprezintă al patrulea punct din țară unde au fost semnalați reprezentanții acestei clase, mai puțin cunoscută, lărgind astfel, pe teritoriul țării noastre, aria lor de răspîndire. Această grupă a fost întîlnită pentru prima oară la Coștei de către A. Zilch (31), apoi în nord-vestul Olteniei (19), precum și la Buituri de Gertruda Rado[3].

Brahiopodele sînt de dimensiuni reduse și foarte rare, multe din ele fiind prezente numai ca fragmente. La Delinești s-au întîlnit patru specii, dintre care *Terebratula plicatodentala* se află localizată numai la Rugi.

În privința lamelibranhiatelor, genurile bine reprezentate ca număr de indivizi sînt corbulidele, ostreidele, arcidele, pectinidele etc.

În urma analizei frecvenței faunei rezultă predominanța gasteropodelor față de celelalte grupe.

Dintre gasteropode, formele ce au atras atenția prin abundența lor au fost: *T. turris* (60 de exemplare), *T. subangulata* (80 de exemplare), *Ancilla glandiformis* (55 de exemplare) etc.

Scafopodele sînt variate și reprezentate printr-un mare număr de indivizi (*Dentalium badense*, 50 de exemplare); ele sînt foarte frecvent întîlnite la Delinești.

---

[3] *Contribuții la studiul faunei tortoniene (Amphineura) de la Buituri (reg. Hunedoara)*, Sesiunea științifică, Univ. București, 23–31 octombrie 1965 (sub tipar).

Echinoidele sînt reprezentate prin numeroase plăci (interambulacrare şi ambulacrare), variate forme de spini şi piese din lanterna lui Aristotel. Cele două specii, citate pentru prima oară în ţara noastră (*Echinocyamus stellatus* Caper şi *Echinometra miocenica* Loriol), au fost recoltate din punctul fosilifer de la Rugi.

Clasa asteroidelor îşi semnalează prezenţa prin numeroase plăci supra- şi inframarginale.

Otolitele, nesemnalate pînă în prezent în regiune, se prezintă şi ele foarte variate. Pînă acum s-au determinat numai 10 forme recoltate din faciesul argilo-marnos de la Delineşti.

Genurile de decapode, localizate numai în faciesul calcaros de la Rugi, au fost întîlnite şi în Bazinul Vienei, în nisipurile tortoniene de la Grund.

CONSIDERAŢII DE ORDIN PALEOECOLOGIC

Întreaga asociaţie faunistică a punctelor fosilifere de la Delineşti şi Rugi indică o zonă litorală, foarte apropiată de ţărm, fauna fiind localizată în două faciesuri, unul marnos-argilos şi celălalt grezo-calcaros.

În acest golf al mării tortoniene, apele aveau o adîncime redusă (aproximativ 100 m), demonstrată de asociaţia exclusivă a formelor litorale, din care amintim speciile de poliplacofore, ce nu depăşesc adîncimi de 10 m, caliptreidele, ce trăiesc în intervalul de 3—13 m, *Caecum trachea*, de la 4—45 m adîncime, antozoarele, briozoarele şi scafopodele, ce preferă o mică adîncime, şi în general toate speciile de moluşte erbivore.

Frecvenţa mare a formelor stenohaline ne face să ajungem la concluzia că salinitatea apelor era normală. Printre formele stenohaline, care la sfîrşitul tortonianului dispar o dată cu îndulcirea apelor în sarmaţian, enumerăm: antozoarele, brahiopodele, poliplacoforele; dintre lamelibranhiate arcidele, nuculidele şi apoi terebratulidele, turidele, strombidele etc.

Biotopul din această zonă prezenta condiţii favorabile asimilării carbonatului de calciu, relevat prin talia mare a exemplarelor, variaţia şi

---

PLANŞA I

Fig. 2.— *Caryophyllia* (*Acanthocyathus*) *vindobonensis* Reuss *a, b, c, d, e, g* — diverse stadii de dezvoltare a coralitelor; *g* × 3.
Fig. 3. — *Caryophyllia* (*Caryophyllia*) *attenuata* Reuss
Fig. 4. — *Caryophyllia* sp.
Fig. 5. — *Caryophyllia* sp.$_2$.
Fig. 6. — *Flabellum roissyanum* Edw. et Haine.
Fig. 7. — *Flabellum roissyanum multicostatum* Reuss
Fig. 8. — *Heliastrae conoidea* Reuss.
Fig. 9. — *Lechinopora* sp.; *a, b*; × 3.

2

a

b

g

f

e

d

c

3

4

5

6

7

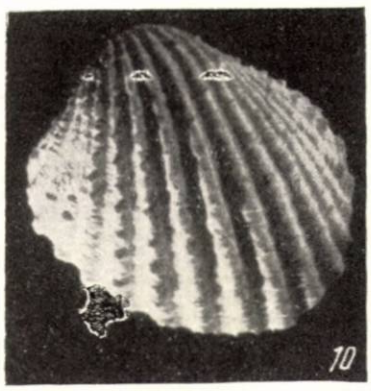
9a

9b

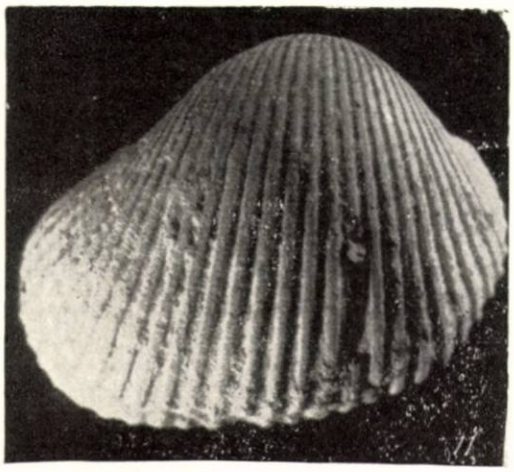
8

PLANȘA II

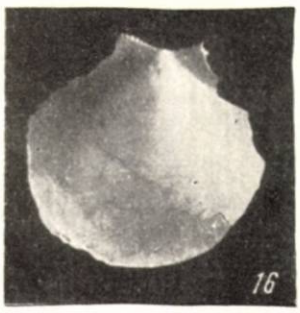
Fig. 10. — *Begunia* (*Glans*) *rudista* (Lam.)
Fig. 11. — *Anadara* sp.
Fig. 12. — *Chama gryphoides* Linné.
Fig. 13. — *Chama gryphoides gramella* Gregario.
Fig. 14. — *Linga* (*Linga*) *columbella* Lam.
Fig. 15. — *Divalinga ornata* Ag. formă tînără ; × 2.
Fig. 16. — *Amussium* (*Amussium*) *cristatum badense* Font.
Fig. 17. — *Chlamys* (*Gigantopecten*) *latissima* (Bron) — fragment.
Fig. 18. — *Chlamys solarium* (Lam.)
Fig. 19. — *Chlamys* (*Aequipecten*) *spinosa* (Münst.).
Fig. 20. — *Venus* (*Venticola*) *multilamella* Lam.

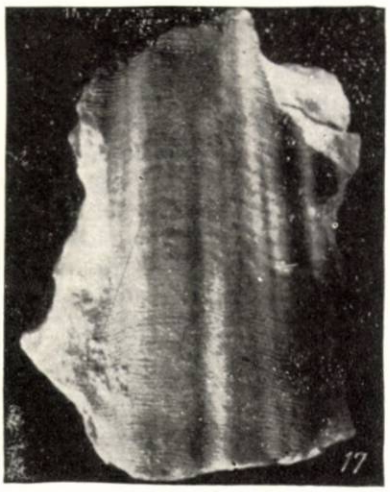

10

12


11

13


16

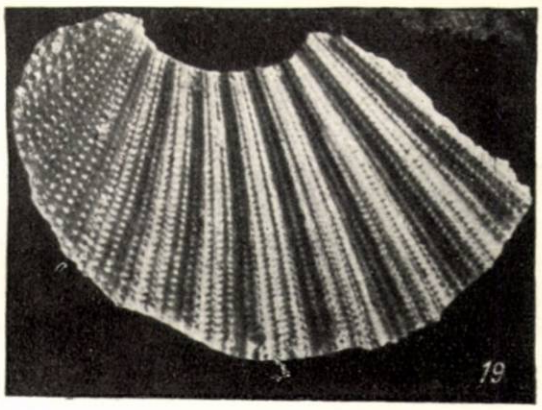

17

14

20

15

18


19

PLANŞA III

Fig. 21. — *Astraea* (*Bolma*) *perangulata spinosa* Friedb.
Fig. 22. — *Astrea* (*Bolma*) *carinata* (Bors.).
Fig. 23. — *Phasionella eichwaldi* Hoern.; × 2.
Fig. 24. — *Melanella* (*Polygyreulina*) *eichwaldi* Hoern.; ×2.
Fig. 25. — *Strombiformia subulatus* (Donov.); ×2.
Fig. 26. — *Turritella triplicata* Brocc.
Fig. 27. — *Turritella* (*H.*) *striatellata* Sacco.
Fig. 28. — *Architectonica* (*A.*) *marthae* (Boett.); ×3.
Fig. 29. — *Lenintia arenaria perpustulata* Sacco.
Fig. 30. — *Petaloconchus intortus* wodii Morch.
Fig. 31. — *Tenagodes* (*T.*) *obtusus* Schaum.
Fig. 32. — *Polinices* (*P.*) *redemptus* (Micht.).
Fig. 33. — *Polinices* (*P.*) *köeneni* Sacco.
Fig. 34. — *Lunatia catena helincina* Brocc.
Fig. 35. — *Natica* (*Nacca*) *millepunctata hoernesi* (Fisch. und Tourn.).
Fig. 36. — *Caecum* (*C.*) *trachea* (Mont.).
Fig. 37. — *Crepidula* (*Jan.*) *crepidula* L.
Fig. 38. — *Capulus* (*C.*) *hungaricus* (L.).

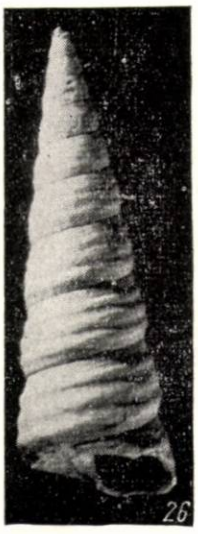
21

22

23

24

25


26

27

29

28

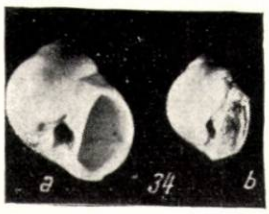
30

31

32

a 33 b

c d


a 34 b

35

36

e

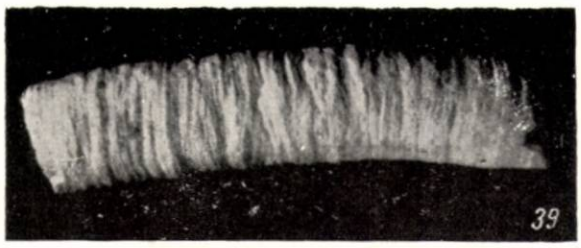
c d

37

38

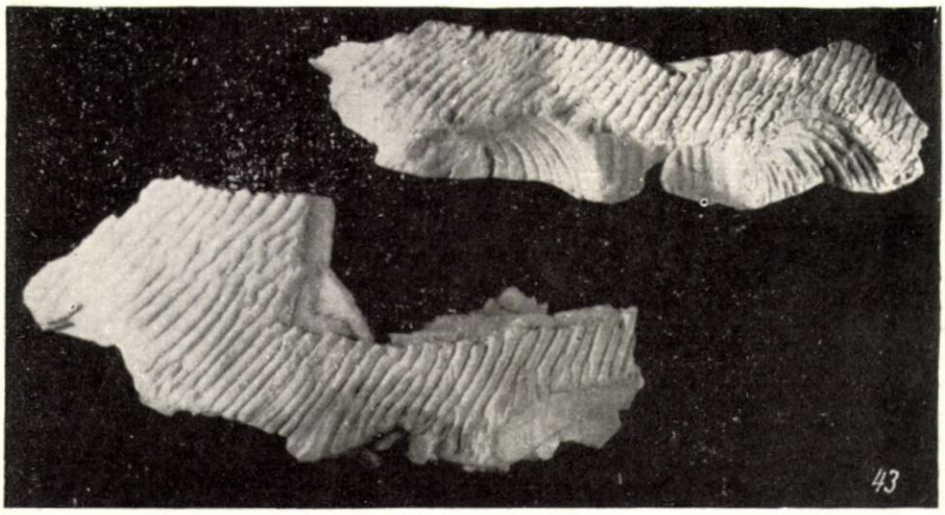
PLANȘA IV

Fig. 39. — *Lemintia arenaria* L.
Fig. 40. — *Erato* (*E.*) *laevis* Donow.
Fig. 41. — *Semicassis* (*S.*) *miolevigata* Sacco.
Fig. 42. — *Cassio* (*C.*) *mamilaris* Grat. (fragment din labium extern).
Fig. 43. — *Xenophora* sp. (fragmente din ultimul anfract pe care se pot observa impresiuni de *Venus* sp.).
Fig. 44. — *Aporrhais uttingerianus* Risso.
Fig. 45. — *Charonia* (*Sassia*) *tarbelliana* Grat.
Fig. 46. — *Charonia* (*S.*) *apenninica* (Sassi) — *a*, *b*, *c*, mărime naturală ; *d*, detaliul primelor ture ; ×3.


39

40

41


43

45

44

d

42

46 a

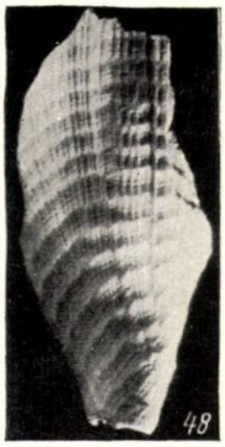
b

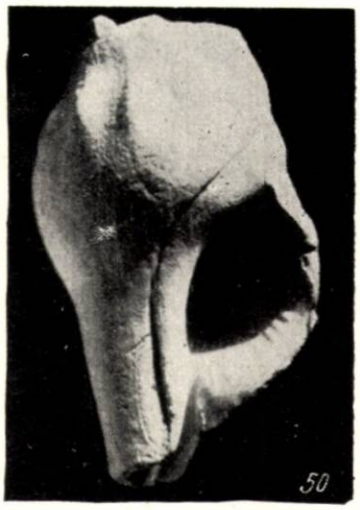
c

PLANȘA V

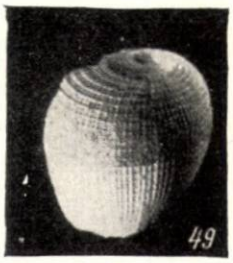
Fig. 47. — *Aspa* (*A.*) *marginatum* Martin.
Fig. 48. — *Ficus* (*F.*) *condidus* Brønn (ultimul anfract).
Fig. 49. — *Ficus* (*F.*) *geometrus* Bors.
Fig. 50. — *Hexaplex* (*Muricanthus*) *hoernesi* Ancr.
Fig. 51. — *Typhis horridus* (Brocc.); ×2.
Fig. 52. — *Typhus fistulorus* Brocc.
Fig. 53. — *Murex* (*Tubicauda*) *spinicostata friedbergi* Cossm. et Peyr.
Fig. 54. — *Murex* (*Haustellum*) *partschi* Hoern.
Fig. 55. — *Narona* (*Calcarata*) *calcarata* (Brocc.).
Fig. 56. — *Cantharus* (*Pollia*) *weisteigensis* (Hoern.).
Fig. 57. — *Fusus* (*F.*) *vindobonensis* Hoern. et Au.
Fig. 58. — *Phos* (*Ph.*) *connectus hoernesi* (Semp.).
Fig. 59. — *Latirus* (*Pseudolatirus*) *bilimatus* Partsch.
Fig. 60. — *Purpura* (*Tritonalia*) *sowerby* Micht.

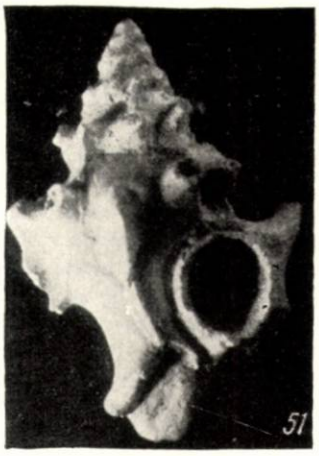
47

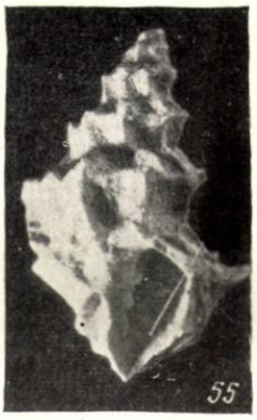

48


50

53


49


51


55

54

52

57

58

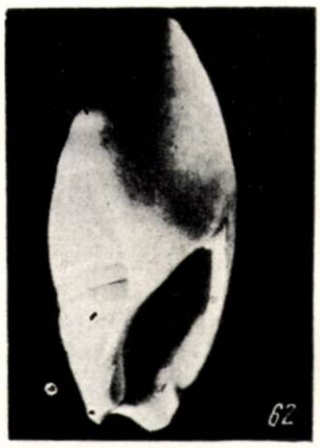
59

56

60

PLANŞA VI

Fig. 61. — *Ancilla* (*Baryspira*) *glaudiformis elongata* (Desh.).
Fig. 62. — *Ancilla* (*B.*) *glandiformis conoidea* (Desh.).
Fig. 63. — *Ancilla* (*Ancilla*) *obsoleta* Brocc.; ×2.
Fig. 64. — *Oliva* (*Strephona*) *flammulata* Lam.; ×2.
Fig. 65. — *Ancilla* (*Tortolina*) *subcanalifera* d'Orb.
Fig. 66. — *Turricula* (*Surcula*) *lamarcki* Bell.; ×2.
Fig. 67. — *Clavatula* (*C.*) *laevigata* Eichw.
Fig. 68. — *Clavatula* (*C.*) *semimarginata* Lam.
Fig. 69. — *Gemmula* (*Hemipleurotoma*) *anne* (Hoern. et Au.); ×2.
Fig. 70. — *Raphitoma* (*R.*) *harpula* (Brocc.); ×2.
Fig. 71. — *Terebra* (*T.*) *accuminata accuminata* Bors.
Fig. 72. — *Terebra* (*T.*) *neglecta* Micht.
Fig. 73. — *Vexillum* (*V.*) *cimbricum* (Brocc.).
Fig. 74. — *Scaphander* (*S.*) *lignarius lignarius* (L.)
Fig. 75. — *Vaginella depressa* Daud.


62

61

63

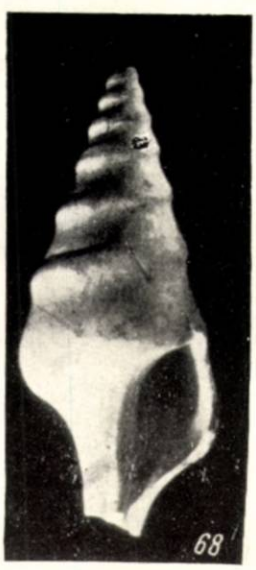
66

65

64

69

67


68

71

73

74

70

75

72

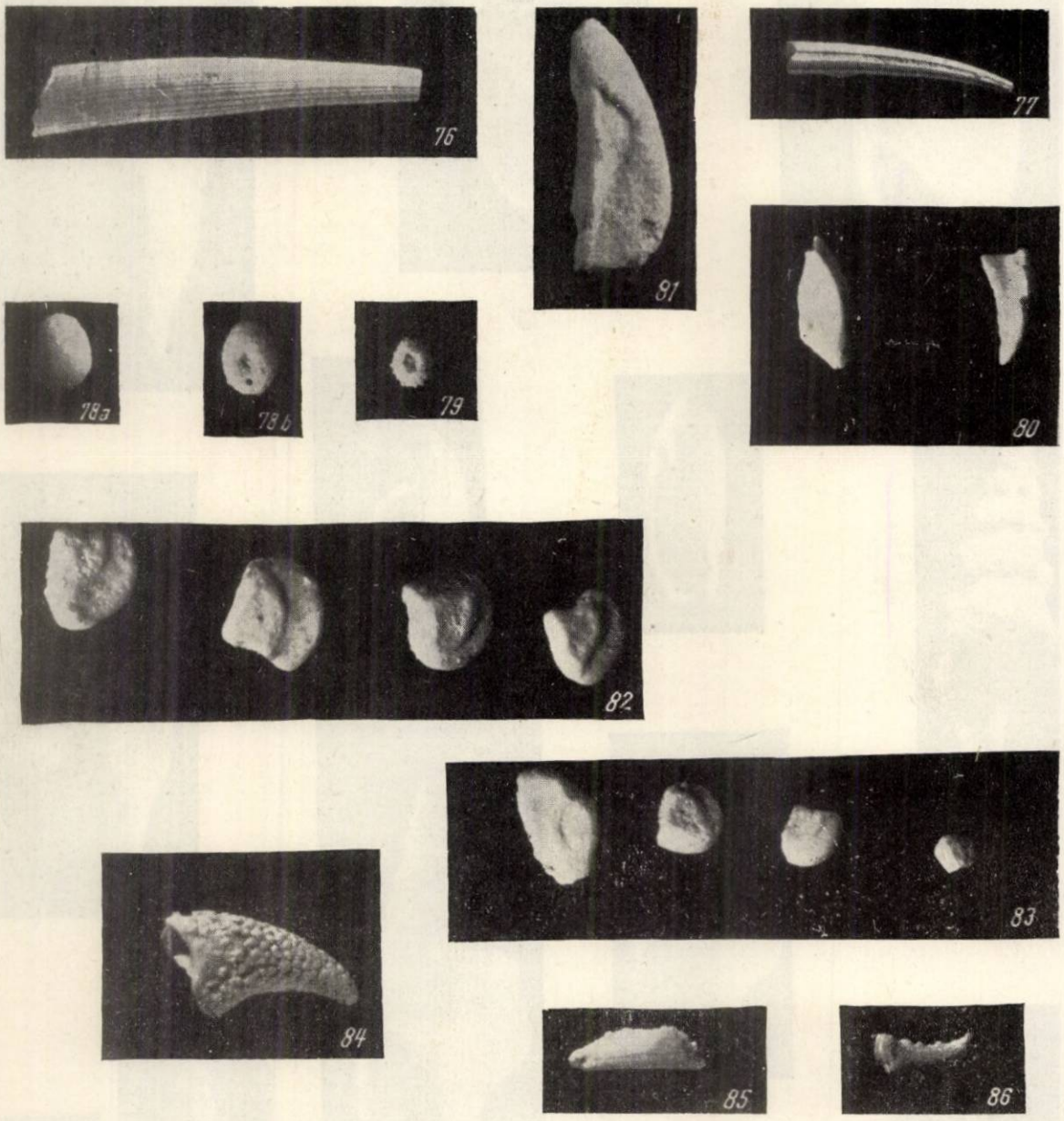


Fig. 76. — *Dentalium hadense* Partsch.
Fig. 77. — *Dentalium* (*A.*) *novemcostatum mutabilis* (Dod.).
Fig. 78. — *Echinocyamus stallatus* (Caper.), *a*, ventral, *b*, dorsal; ×2.
Fig. 79. — *Echinometra miocenica* Lorial, formă tînără; ×2.
Fig. 80, 81. — Piese din lanterna lui Aristotel; 4 *a*, *b*×2, 4 *c* ×3.
Fig. 82, 83. — Plăci supra- și inframarginale de asteroid; ×2.
Fig. 84. — *Daira* sp.
Fig. 85. — *Neptumus* aff. *granulatus* M. Edw.
Fig. 86. — *Cancer* sp.

frumusețea sculpturală a cochiliilor (*Murex*, *Fusus*, *Aporrhais*), precum și prin prezența turitelelor, volutelor, casidelor, arcidelor, olividelor, terebratulidelor, genuri care astăzi sînt localizate în mai toate mările calde ale globului. Aceste condiții ne dau indicații precise asupra climatului subtropical din această regiune în timpul tortonianului.

O problemă care rămîne deschisă și a cărei rezolvare vom căuta să o găsim este prezența celor 16 forme de turide, care, după cum se știe, preferă o temperatură mai scăzută și adîncimi mai mari.

Marea frecvență a speciilor de moluște erbivore, reprezentate de genurile *Diloma*, *Cerithium*, *Turritella*, *Vermetus*, *Xenophora*, *Aporrhais* presupunea existența în micul golf a unei abundente flore marine, care, la rîndul ei, nu se putea dezvolta decît în ape bine aerate, precum și într-o zonă litorală de mică adîncime.

În general, bazinul era populat cu forme fixate (toate antozoarele, anumite briozoare, ostreide și unele gasteropode), forme erante (nuculidele, arcidele, veneridele, unele gasteropode, ca *Natica*, *Vexillum*, *Vaginella*) și forme tîrîtoare (marea majoritate a gasteropodelor și lamelibranhiatelor, echinoidelor, poliplacoforelor).

Au fost întîlnite genuri microfage (ostreidele), genuri erbivore, amintite mai înainte, și carnivore, ca muricidele, conidele, caseidele, naseidele și naticidele. În legătură cu ultimele genuri, se remarcă la numercase forme cochiliile perforate, în special în porțiunile mediane și superioare.

Frecvente sînt perforațiile la unele lamelibranhiate cu cochilia subțire, în general la *Nuculidae*, precum și la unele exemplare tinere din grupa gasteropodelor carnivore. Deseori, aceasta s-a întîlnit la naticide, mai ales la specia *N. helicina*.

În funcție de totalitatea factorilor fizici, chimici, biologici ce ofereau viețuitoarelor condiții propice de dezvoltare, am avut posibilitatea să observăm, la un mare număr de forme, o gamă largă a stadiilor de dezvoltare : de la stadiul de protoconcă la forma adultă.

CONCLUZII

Depozitele marine de la Delinești sînt sincrone celor de la Rugi, ambele fiind de vîrstă tortonian superior. Faciesul calcaros de la Rugi nu este decît o variație laterală a celui argilo-marnos, întîlnit la Delinești. În sprijinul acestei păreri vin și argumentele stratigrafice (corelarea nivelului superior de tuf de la Delinești cu cel de la Rugi), precum și rezultatul analizei paleontologice a faunelor colectate din cele două puncte fosilifere.

Ansamblul faunistic ne indică și unele trăsături comune cu faunele tortoniene de la Buituri, Coștei, Zorlențul Mare, bazinele Mehadiei și al Bahnei, ale Olteniei de nord-vest (Depresiunea Getică), precum și Bazinul Lomului (R. P. Bulgaria).

LA FAUNE TORTONIENNE DE LA RÉGION RUGI —DELINEŞTI (BASSIN DE CARANSEBEŞ)

RÉSUMÉ

Les dépôts marins du Miocène du bassin de Caransebeş nous ont permis de dresser un inventaire de l'association faunique caractéristique au Tortonien supérieur.

L'ensemble faunique, très varié, se monte à 267 formes, dont certaines sont déterminées pour la première fois dans les dépôts du Tortonien supérieur de Roumanie (ossicules d'Astérides, Décapodes représentés par les genres *Neptunus*, *Portumus*, *Cancer* et *Titanocarcinus*) ; d'autres représentent des groupes et des espèces nouvelles pour la région (Anthozoaires, Bryozoaires, Brachiopodes, Polyplacophores, Echinodermes) ; enfin, on a relevé la présence de divers otolithes.

Le matériel paléontologique a été récolté dans les dépôts argilo-marneux de Delineşti et dans les gréso-calcaires de Rugi.

En nous étayant de l'association faunique déterminée, ainsi que de l'existence d'un niveau continu de tuf nous avons présenté des considérations d'ordre paléoécologique et biostratigraphique et avons établi des corrélations d'ordre stratigraphique.

Le faciès de Rugi représente une variation latérale des dépôts argilo-marneux de Delineşti.

BIBLIOGRAFIE

1. Boettger O. (1896), *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostej in Banat*, Verh. u. Mitt. siebenb. Ver. Naturw. Hermannstadt, **ILVI**.
2. — (1901), *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten*, Verh. u. Mitt. siebenb. Ver. Naturw. Hermannstadt, **LI**.
3. Canu F. a. Bassler R. (1923), *North. Ann. early Tertiary Bryozoar*, U. S. Nat. Mus. Bull., *125*.
4. Csepreghy-Mezneric I. (1950), *A Hidasi tortonai fauna*, Ann. Inst. geol. publ. hung., Budapesta, **XXXIX**, *12*.
5. Eichwald Ed. (1860), *Lethaea Rossica*, Stuttgart, **I**.
6. Florei N. (1961), *Contribuţii la cunoaşterea faunei miocene de la Zorlenţul Mare (Banat)*, St. cerc. geol., **VI**, *2*.
7. — (1962), *Noi forme de Gasteropode tortoniene de la Zorlenţul Mare (Banat)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, *1*.
8. Friedberg W., *Mieczaki miocenskie ziem Palskich— Gasteropoda*, 1911—1928, **I**, *Lamellibranchia*, 1934—1936, **II**.
9. Glibert M. (1952), *Gastéropodes du Miocène moyen du bassin de la Loire*, Mém. Mus. Hist. nat. Belgique, Bruxelles, Seria a 2-a, *46*.
10. — *Faune malacologique du Miocène de la Belgique*, Mém. Mus. Hist. nat. Belgique, Bruxelles, I. *Pélécypodes*, 1945, *103* ; II. *Gastéropodes*, 1952, *121*.
11. Halavats J. (1885), *Bericht über die geologische Detail-Aufnahme im Torontaler, Temeser und Krosso-Zsörenyer Comitate im Jahre 1885*, Jahresb. d. k. ung. geol. Anst.
12. Hoernes M. (1870), *Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien*, Abh. d. k. k. geol. R. A. ; Viena, I. *Univalven*, 1858 ; II. *Bivalven*, IV.
13. Hoernes R. u. Aninger M., *Die Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. Miozänen Mediterr. Stufe*, Abh. d. k. k. geol. R. A., Viena, 1879—1891, **XII**.

14. Kojumdgieva E. et Strachimirov M. (1960), *Les fossiles de Bulgarie, Tortonien*, Sofia, **VII.**
15. Korobkov I. A. (1955), *Spravocinik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinim molluskam briuhonoghie*, Leningrad.
16. Malatesta A. (1962), *Mediterranean Polyplacophora Cenozoic and Recent*, Geologica Romana, **I.**
17. Marinescu J. (1961), *Contribuții la studiul faunei tortoniene din bazinul Bahna — Orșova (Gastropoda, I)*, St. cerc. geol., **VI**, *13*.
18. — (1964), *Reprezentanți ai clasei Amphineura în miocenul din Oltenia*, Dări de seamă, **L** (1961–1963), *1*.
19. Marinescu J., Hinculov L. și Turculeț L. (1962), *Contribuțiuni la studiul faunei tortoniene din vestul Olteniei*, Dări de seamă, **XLVII** (1959–1960).
20. Moisescu G. (1956), *Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri*, Edit. Acad. R.P.R., București.
21. Moor R. (1960), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, partea I, *Mollusca*, 1, New York.
22. Pop E. (1960), *Neogenul și cuaternarul dintre valea Timișului și valea Pogănișului*, An. Inst. mine, Petroșani, **II.**
23. Roger J. (1939), *Le genre Chlamys dans les formations néogènes d'Europe*, Mém. Soc. géol. France, **38.**
24. Rossi Ronchetti C. (1952–1955), *I tipi della „Conchiologia fossile subapennina" di G. Brocchi*, I. *Crostacei, Lamellibranchi*; II. *Gastropodi, Scafopodi*, Milano.
25. Sacco F. I. (1872–1904), *Molluschi del Piemonte e della Liguria*, Torino, **I–XXX.**
26. Shrock R. (1953), *Principles of Invertebrate Paleontology*, New York, ed. a 2-a.
27. Sieber R. (1954–1955), *Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens*, Ann. Naturhist. Mus. in Wien, **60.**
28. — (1958), *Systematische Übersicht der jungtertiären Gasteropoden des Wiener Beckens*, Ann. Naturhist. Mus. in Wien, **62.**
29. Vádasz E. (1915), *Die mediterranen Echinodermen Ungarns*, Geol. Hung., Budapesta, **I.**
30. Weiler W., *Die Otolithen aus dem Jungtertiär Süd-Rumäniens*, Senck., **XXVI**, Frankfurt, 1934. *Mittel-Miozän, Torton., Buglow. und Sarmat.*, Senck., **XXXI**, *3/4*, Frankfurt, 1950.
31. Zilch A. (1934), *Zur Fauna des Mittel-Miozän von Kostej*, Senck., **XVI**, Frankfurt.

Primit în redacție la 27 aprilie 1966

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

ASUPRA UNOR FORME DE NAIADIDE TERȚIARE ÎN STRATELE DE TICU SUPERIOARE DIN NORD-VESTUL TRANSILVANIEI

DE

V. MOISESCU

Stratele de Ticu superioare (= orizontul marno-șistos fosilifer), situate între argila roșiatică a stratelor de Ticu inferioare în bază și gresia de Cetate la partea superioară, cuprind o faună de moluște salmastre și de apă dulce, printre care și naiadide.

Cu studiul acestora din urmă nu s-a ocupat nimeni pînă în prezent. Trebuie menționat că naiadidele oligocene sînt puțin cunoscute, așa cum reiese și din literatura de specialitate referitoare la acest grup taxonomic. În Bazinul Transilvaniei, naiadidele formează un nivel lumașelic subțire în cadrul stratelor de Ticu superioare, situat deasupra primei apariții de cărbune (stratul Francisc) ce se dezvoltă în versantul drept al văii Almașului.

Suprafamilia *NAIADACEA*

Familia **ELLIPTIONIDAE** Modell 1942

SUBFAMILIA ALASMIDONTINAE Frierson 1927

Genul **Vanderschaliea** Modell 1943

Vanderschaliea kolasii boeckhi Modell

(pl. I, fig. 1, 1*a*, 2, 2*a*; pl. VII, fig. 1,2)

1950 — *Vanderschaliea kolasii boeckhi* Modell (p. 35, fig. 1 în text)

1958 *a* — *Alasmidonta* (*Vanderschaliea*) *kolasii boeckhi* Modell 1950 (p. 204, pl. I, fig. 11—15)

1958 a — *Vanderschaliea kolasii boeckhi* Modell (p. 202, pl. I, fig. 11—15)

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 473—480, București, 1968

Comparații. În 1950, H. Modell ((4), p. 35) a descris cîteva exemplare incomplete de *Vanderschaliea kolasii boeckhi* provenite dintr-o regiune vecină cu cea studiată de noi.

Deşi asemănarea acestora cu formele din pl. I (fig. 1, 1*a*, 2, 2*a*) şi pl. VII (fig. 1, 2) este evidentă atît în ceea ce priveşte sculptura umbonală, conturul valvelor, cît şi constituţia şarnierelor, ele se deosebesc prin poziţia umbonelui, care, după H. Modell ((5), p. 204), este situat anterior de la 1/7 pînă la 1/9 din lungimea cochiliei. La formele ilustrate de noi, acesta este plasat de la 1/3 pînă la 1/4 din aceeaşi lungime.

De fapt, la o privire mai atentă asupra formelor ilustrate de autorul menţionat, se observă că umbonele este plasat anterior la 1/6 din diametrul antero-posterior. În plus, trebuie avut în vedere şi conturul incomplet al exemplarelor studiate de H. Modell.

Răspîndire şi vîrstă. Subspecia *V. kolasii boeckhi* este cunoscută numai în Bazinul Transilvaniei din depozite chattian-acvitaniene.

Familia **UNIONIDAE** Fleming 1828

Subfamilia **UNIONINAE** SWAINSON 1840

Genul **unio** Retzius 1788

Grupa Unio wolffi Modell

Unio wolffi Modell 1931

(pl. II, fig. 1, 2, 2*a*, 3, 5, 6; pl. VII, fig. 15–17)

1931 — *Unio wolffi* Modell (p. 74, pl. XIV, fig. 5–7, 14, 15 *n*)

Comparații. Formele ilustrate în planşele II şi VII se apropie de *U. wolffi* Modell atît în ceea ce priveşte constituţia şarnierei, cît şi poziţia şi sculptura umbonală [1]. Prezintă şi unele deosebiri, care se referă la partea anterioară mai alungită a valvelor, observabilă la formele din Bazinul Transilvaniei, precum şi la marginile inferioară şi superioară, care sînt slab convexe, iar nu „aproape drepte", aşa cum reiese din descrierea dată de H. Modell ((1), p. 74).

Răspîndire şi vîrstă. U. wolffi a fost descris din „stratele cu cirene" (inferioare şi medii) din molasa bavareză.

---

[1] Ornamentaţia sculpturală a umbonelui este constituită fie din arcuri duble (pl. VII, fig. 16) legate între ele, cele posterioare avînd curbura mai accentuată, fie tot din arcuri, dar fără legătură între ele (pl. VII, fig. 15 şi 17), capătul intern al unei curbe fiind situat între capetele celor două arcuri vecine, inferior şi superior.

Unio wolffi transsylvanicum n. ssp.

(pl. IV, fig. 3–4; pl. V, fig. 1–4; pl. VI, fig. 1–2; pl. VII, fig. 11–14)

Holotypus : pl. IV, fig. 4; pl. VI, fig. 1, 2 [2].
Derivatio nominis : după numele Bazinului Transilvaniei.
Locus typicus : regiunea Arghiș, bazinul văii Almașului.
Stratum typicum : stratele de Ticu superioare (chattian-acvitanian).

Diagnoză. Forme de talie mijlocie pînă la relativ mare, cu un contur oval-alungit. Marginea superioară convexă ; cea inferioară aproape dreaptă. Partea anterioară rotunjită, iar cea posterioară subangulară.

Pe valva dreaptă se observă un dinte cardinal (anterior axului umbonal), slab dezvoltat și altul lateral, posterior lamelar, relativ scurt. Valva stîngă prezintă doi dinți cardinali, mici, slab reliefați, unul situat pe direcția axului um onal, celălalt anterior acestui ax, precum și doi dinți laterali posteriori.

Impresiunea mușchiului aductor posterior subrotundă ; cea a mușchiului aductor anterior subtriunghiulară, cu vîrful ascuțit îndreptat spre dinții cardinali. Carenă posterioară bine marcată.

Diagnose. Formes de taille moyenne jusqu'à relativement grande à un contour oval-allongé. La bordure supérieure convexe ; celle inférieure presque droite. La partie antérieure arrondie et celle postérieure sous-angulaire.

Sur la valve droite on remarque une dent cardinale (antérieure à l'axe umbonal) faiblement développée et une autre dent latérale postérieure lamellaire, relativement courte. La valve gauche présente deux dents cardinales, petites, faiblement mises en relief, l'une située sur la direction de l'axe umbonal, l'autre, antérieure à l'axe, ainsi que deux dents latérales postérieures.

L'impression du muscle aducteur postérieur sous-arrondie ; celle du muscle aducteur antérieur sous-triangulaire, ayant l'extrémité pointue et dirigée vers les dents cardinales. Carène postérieure bien marquée.

Umbonele cu vîrful mic, ascuțit și plasat anterior la mai puțin de 1/4 din lungimea cochiliei. Ornamentația sculpturală a acestuia este constituită fie din arcuri duble, cele de pe direcția carenei posterioare formînd unghiuri ascuțite (pl. VII, fig. 11, 13) sau prezentînd întreruperi pe direcția carenei anterioare (pl. VII, fig. 12, 14), fie dintr-o serie de striuri fine, ce se observă și pe restul valvei (pl. IV, fig. 3).

Dimensiuni : diametrul antero-posterior pînă la 90,00 mm ; diametrul umbono-paleal pînă la 55,00 mm ; raportul 55,00/90,00 = 0,60.

Comparații. După ornamentația sculpturală umbonală, după marginile inferioară și superioară ale valvelor, care sînt aproape paralele, precum și după constituția șarnierei, formele descrise pot fi considerate ca aparținînd speciei *U. wolffi* Modell. Talia mare a celor mai multe dintre exemplare, precum și raportul dintre umbone și lungimea cochiliei sînt caractere ce le separă ca o subspecie aparte.

Răspîndire și vîrstă. Provin din stratele de Ticu superioare (bazinul văii Almașului) și se găsesc într-o asociație cu forme ce caracterizează în general chattian-acvitanianul.

[2] Ilustrația din planșa IV, figura 4 reprezintă partea externă a exemplarului din planșa VI, figura 1.

Unio modelli n. sp.

(pl. II, fig. 4; pl. III, fig. 1, 1*a*, 2, 2*a*, 3, 3*a*, 4, 4*a*, 5, 5*a*; pl. VII, fig. 3—8, 18—19)

Holotypus : pl. III, fig. 1, 2.
Derivatio nominis : de la numele lui H. Modell, care s-a ocupat cu studiul naiadidelor.
Locus typicus : regiunea Arghiş, bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei.
Stratum typicum : stratele de Ticu superioare (chattian-acvitanian).

Diagnoză. Forme cu contur suboval-alungit, avînd marginea superioară rectilinie.

Şarniera valvei drepte este constituită dintr-un dinte cardinal subtriunghiular dezvoltat, situat în apropiere de axul umbonal, un al doilea, posterior acestui ax, slab dezvoltat, precum şi un dinte lateral posterior lameliform. Valva stîngă prezintă un dinte cardinal bifid cu vîrfurile vag ascuţite, plasat puţin anterior axului umbonal, un al doilea dinte ascuţit, plasat mai anterior decît primul, precum şi doi dinţi laterali posteriori relativ alungiţi.

Diagnose. Formes à contour sous-ovale allongé ayant la partie supérieure rectiligne. La charnière de la valve droite est constituée par une dent cardinale sous-triangulaire développée, située près de l'axe umbonal, une seconde dent postérieure à cet axe, faiblement développée ainsi qu'une dent latérale postérieure, lamelliforme. La valve gauche présente une dent cardinale bifide, ayant les bouts vaguement pointus, placée un peu antérieurement à l'axe umbonal, une autre dent aigue, placée plus antérieurement que la première, ainsi que deux dents latérales postérieures, relativement allongées.

Impresiunea muşchiului aductor anterior subrotundă se găseşte în apropiere de dinţii cardinali; cea a muşchiului aductor posterior, sub dinţii laterali posteriori, este slab imprimată în structura cochiliei. La exterior, valvele sînt ornate cu striuri şi coaste concentrice înguste.

Umbonele reliefat are un vîrf destul de mic şi ascuţit, plasat anterior la mai puţin de 1/3 din lungimea cochiliei. El prezintă o ornamentaţie sculpturală constituită fie din 2—3 rînduri de arcuri duble, ce formează unghiuri ascuţite în zona lor de legătură, orientate cu vîrful în acelaşi sens ca şi vîrful umbonal (pl. VII, fig. 3—5), fiind dezvoltate numai pe partea terminală a umbonelui, fie din 4—5 rînduri de arcuri duble, ce se întind şi în regiunea preapicală (pl. VII, fig. 8). Exemplarele cu o astfel de ornamentaţie umbonală se apropie de *U. wolffi*.

În figurile 6—7 (pl. VII) se observă la două exemplare sculptura umbonală constituită din numeroase striuri concentrice foarte fine, ca şi pe restul cochiliei. Aceste exemplare se deosebesc într-o anumită măsură de cele descrise mai sus.

Dimensiuni : diametrul antero-posterior pînă la 70,00 mm; cel umbono-paleal pînă la 32,00 mm; raportul 32/70 = 0,45.

Comparaţii. După sculptura umbonală, unele din formele descrise (pl. VII, fig. 3—5, 8) se apropie de *Unio wolffi* Modell (1931, pl. XIV, fig. 15 *n*), dar se deosebesc prin constituţia şarnierei şi prin conturul general al valvelor. Dacă ne referim la acest din urmă caracter, exemplarele de *Unio* din Bazinul Transilvaniei devin comparabile atît cu *Unio inaequi-*

radiata Gümb. (W. Wolff, 1897, p. 260, pl. XXVIII, fig. 25), cît și cu un exemplar reconstituit de *Unio wolffi*, ilustrat de H. Modell ((1), pl. XIV, fig. 14).

Date fiind caracterele menționate mai sus, am considerat că sîntem în prezența unei specii noi apropiate de *U. wolffi*.

Răspîndire și vîrstă. Specia respectivă a fost găsită în nivelul lumașelic al stratelor de Ticu superioare din regiunea Arghiș (bazinul văii Almașului).

Unio aff. schleschi Modell

(pl. IV, fig. 1—2; pl. VI, fig. 3—4; pl. VII, fig. 9—10)

1931 — *Unio wendli* Modell (p. 73, pl. XIV, fig. 4)
1958 *a* — *Unio schleschi* Modell (p. 206, pl. II, fig. 1—3)

Exemplare de talie medie pînă la relativ mare, de formă ovală, cu marginile inferioară și superioară la fel de convexe, cea anterioară uniform rotunjită, iar cea posterioară alungită, subangulară.

Șarniera valvei drepte este constituită dintr-un dinte cardinal triunghiular foarte dezvoltat și ascuțit, un al doilea mai mic, abia observabil, precum și altul lateral posterior lamelar, prevăzut cu dințișori fini. Cei doi dinți cardinali ce se găsesc în vecinătatea umbonelui, la egală distanță de acesta, delimitează o fosetă adîncă, situată pe direcția axului umbonal.

Valva stîngă are doi dinți cardinali, unul pe direcția axului umbonal bine reliefat, gros, subtriunghiular și altul anterior axului umbonal, mai puțin dezvoltat, piramidal, cu vîrful mai ascuțit. De asemenea, se mai observă doi dinți laterali posteriori alungiți și groși, separați de o fosetă relativ adîncă. Impresiunea mușchiului aductor anterior, situată sub dintele cardinal anterior, este mică, subrotundă și foarte adînc săpată în structura cochiliei.

La exterior, valvele prezintă striuri concentrice, precum și o carenă posterioară slab reliefată. Umbonele, cu vîrful mic și ascuțit, este prevăzut cu o ornamentație sculpturală constituită din arcuri duble, cele de pe direcția carenei posterioare fiind mai convexe și formînd unghiuri cu vîrful orientat invers vîrfului umbonal (pl. VII, fig. 9). La alte forme (pl. VII, fig. 10) se observă arcuri duble similare celor ce se dezvoltă pe exemplarele de *U. wolffi*.

Dimensiuni : diametrul antero-posterior pînă la 75,00 mm ; cel umbono-ventral pînă la 45,00 mm ; raportul 45,00/75,00 = 0,66.

Comparații. Formele descrise prezintă afinități față de *U. schleschi* Modell. Singura deosebire se referă la partea posterioară a valvelor, care la unele exemplare (pl. IV, fig. 1) este mai alungită decît la formele ilustrate de H. Modell.

Răspîndire și vîrstă. În 1931, H. Modell ((1), p. 73, pl. XIV, fig. 1 — 4, 15 *h* — *k*) descrie sub denumirea de *U. wendli* exemplare ce aparțineau la mai multe specii. Ulterior (în 1958), același autor (5) descrie spe-

cia *U. schleschi*, introducînd în sinonimia acesteia forma de *U. wendli* din figura 4 (1931, pl. XIV).

Specia *U. schleschi* este cunoscută din depozite chattian-acvitaniene ale Bavariei, din depozite acvitaniene de la Salgótarján etc.

Familia **MARGARITIFERIDAE** Ortmann 1911

Subfamilia **HEUDEANINAE** Modell 1942

Genul **Ptychorhynchoideus** Modell 1931

Ptychorhynchoideus kolasii Modell 1931

(pl. VI, fig. 5)

1931 — *Ptychorhynchoideus kolasii* Modell (p. 71, pl. XIII ,fig. 7—9; pl. XIV, fig. 15 d—f).

Comparații. Forma ilustrată în pl. VI (fig. 5) se aseamănă cu *P. kolasii* Modell. Singura deosebire privește marginea inferioară a cochiliei, care la exemplarul din Transilvania este slab convexă, iar nu dreaptă ca la cele descrise de H. Modell[3].

Răspîndire și vîrstă. Specia *P. kolasii* a fost întîlnită de H. Modell în stratele cu cirene (inferioare, medii și superioare) din Bavaria. Ea este mai frecventă în stratele superioare.

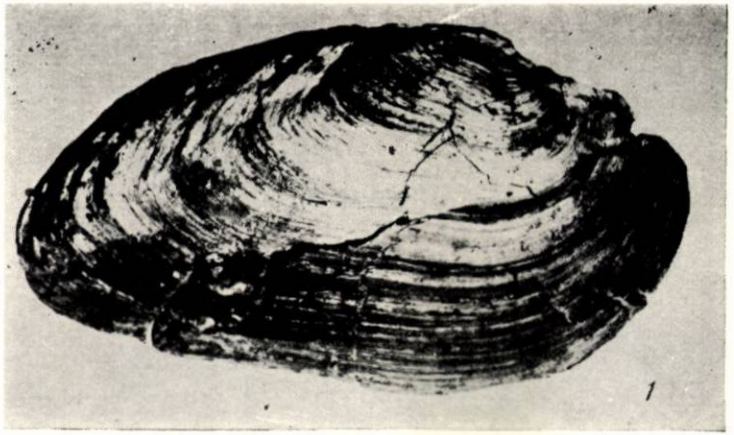
★

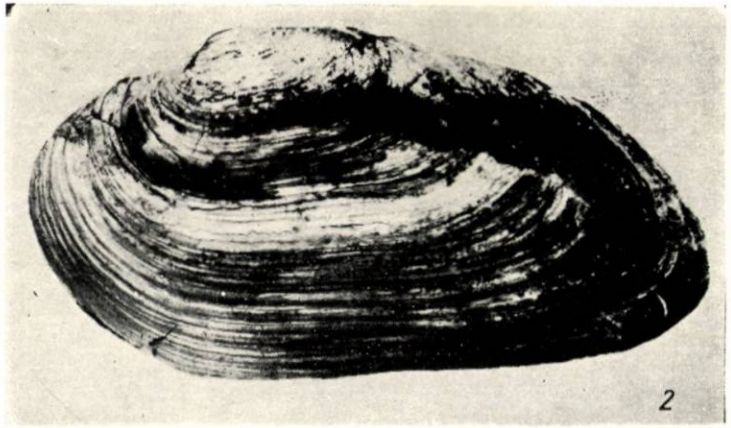
Fauna de naiadide din stratele de Ticu superioare cuprinde un număr mare de indivizi, dar mic de specii, caracterizînd în general faciesurile limnice.

Unele dintre formele identificate (*Ptychorhynchoideus kolasii*, *Unio wolff*, *U.* aff. *schleschi*) au fost descrise și din stratele cu cirene chattian-acvitaniene din Bavaria superioară. Formele endemice (*Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp., *U. modelli* n.sp., *Vanderschaliea kolasii boeckhi*) prezintă afinități cu naiadidele din Bavaria. Exemplarele de *Unio* se apropie și de unele din formele recente de *Unio*, ca, de pildă, *U. crassus* Retzius.

H. Modell ((5), p. 206) arată că naiadidele din regiunea Garonei (Franța), din vorlandul alpin, ca și cele din Ungaria și Bazinul Transilvaniei, au o origine nord-americană. Forme aparținînd genurilor *Margaritifera*, *Elliptio* și *Vanderschaliea* au emigrat, ca și unele mamifere din America de Nord. Acest fapt pune în evidență existența unei legături îndelungate între cele două continente. Este interesant de menționat faptul că celelalte forme de moluște fosile cunoscute sînt sensibil deosebite față de cele existente în depozite de aceeași vîrstă din Europa.

[3] De fapt, nici la formele ilustrate de H. Modell marginea inferioară a cochiliei nu este absolut dreaptă.





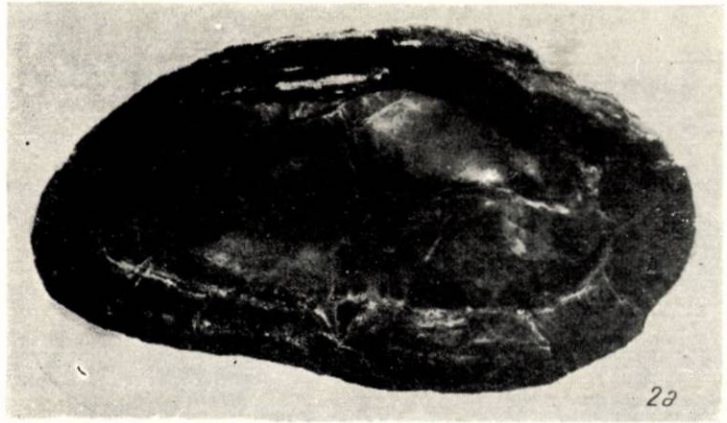
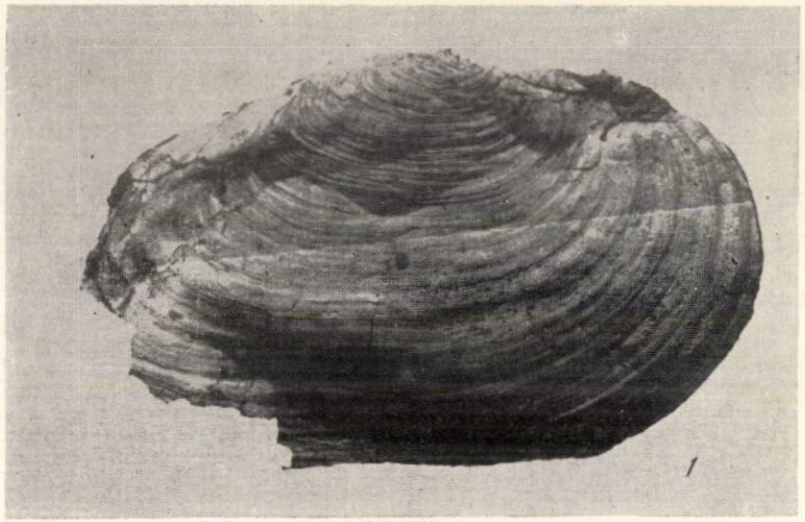
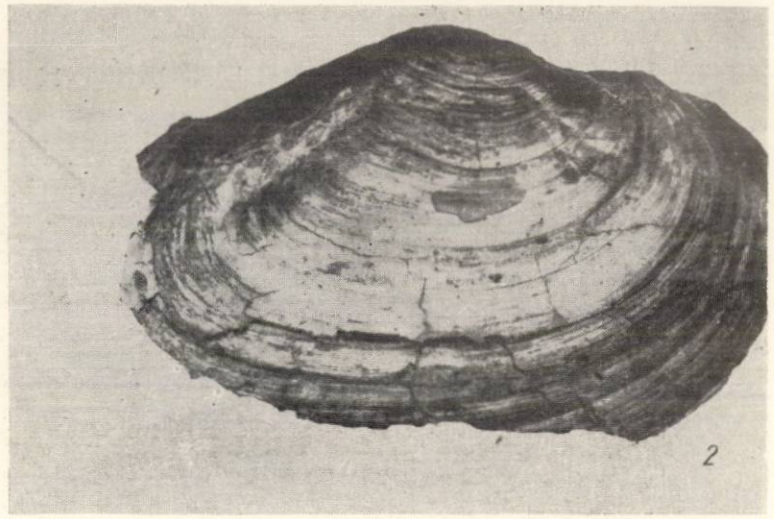
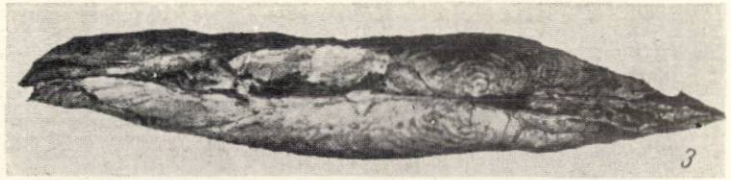


Fig. 1, 1*a*, 2, 2*a*. — *Vanderschaliea kolasii boeckhi* Modell (Arghiș).







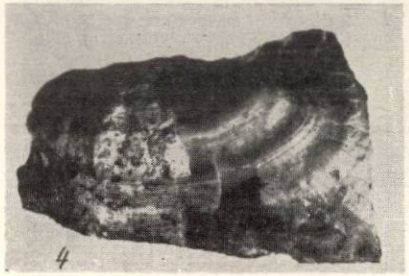


Fig. 1, 2, 2*a*, 3, 5, 6. — *Unio wolffi* Modell (×1,5) (Arghiș, Ticu—Colonie).
Fig. 4. — *Unio modelli* n. sp. (×1,2), sintip, col. I. G., nr. 6251 (Arghiș).

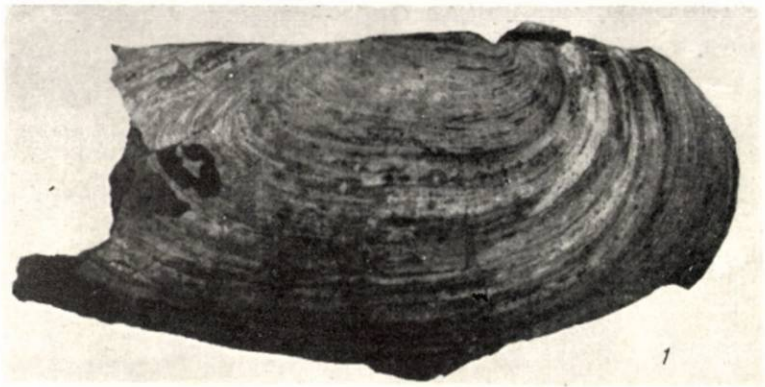
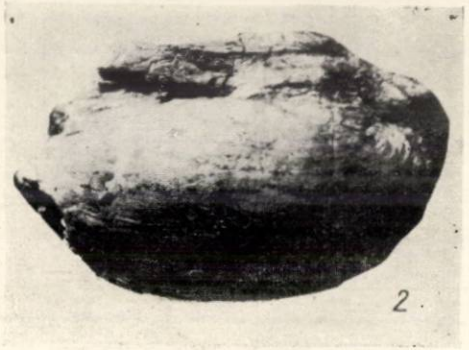


Fig. 1, 1*a*, 2, 2*a*. — *Unio modelli* n. sp. (× 1,2), holotip, col. I. G., nr. 6250 (Arghiș, Ticu—Colonie).

Fig. 3, 3*a*, 4, 4*a*, 5, 5*a*. — *Unio modelli* n. sp. (fig. 3, 4, 5*a* — ×1,2; fig. 3*a*, 4*a*, 5 — ×1,6), sintipuri, col. I. G., nr. 6251 (Arghiș, Ticu — Colonie).



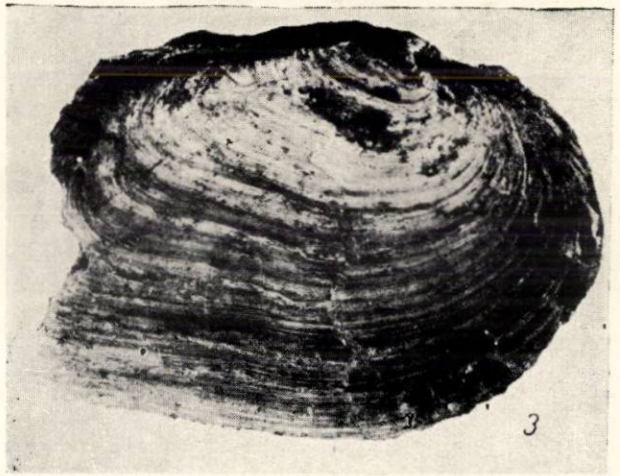
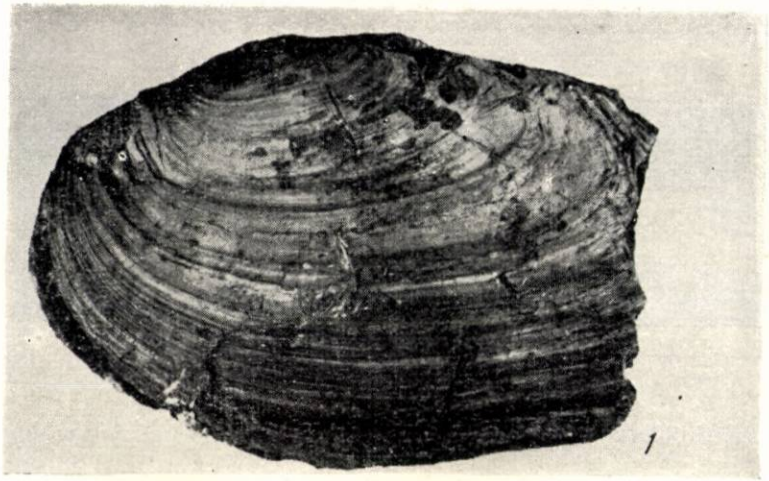
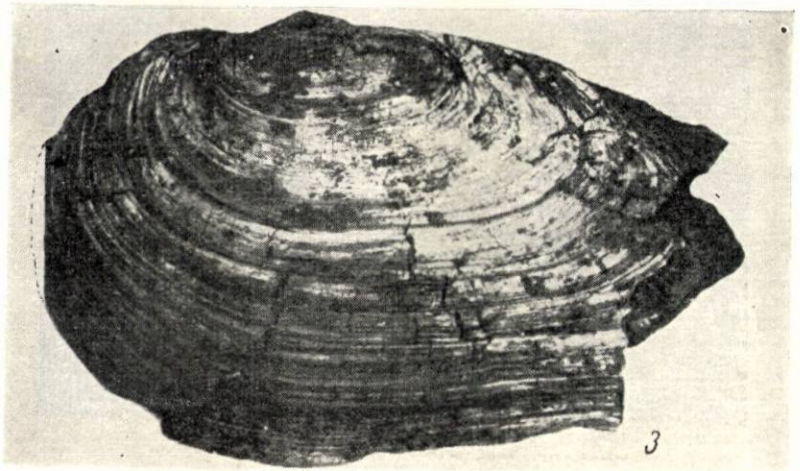


Fig. 1, 2. — *Unio* aff. *schleschi* Modell (Sînpaul).
Fig. 3. — *Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp. (×1,2), sintip, col. I. G., nr. 6 249 (Arghiș).
Fig. 4. — *Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp. (× 1,2), holotip, col. I. G., nr. 6 248 (Arghiș).





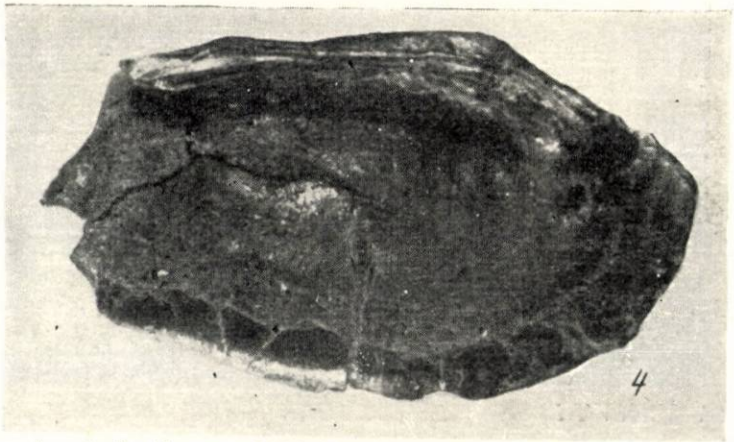
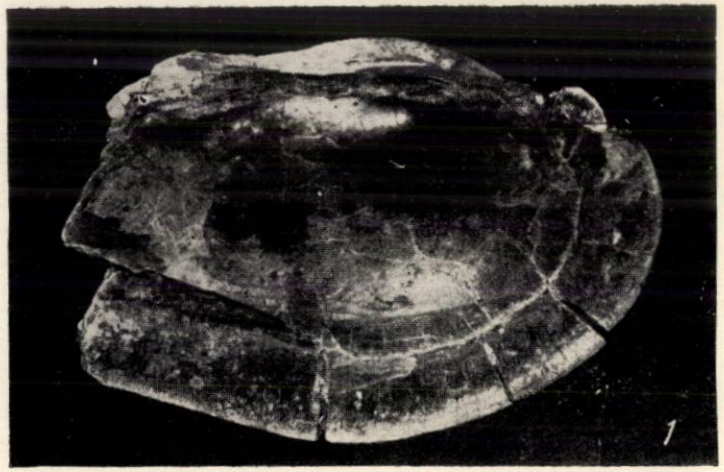


Fig. 1—4. — *Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp., sintipuri, col. I. G., nr. 6249 (Arghiș, Ticu— Colonie).



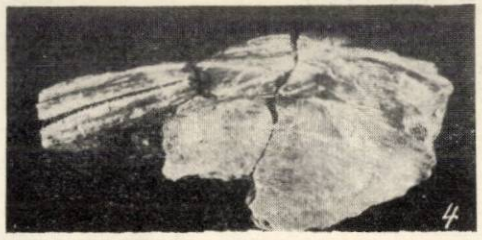


Fig. 1—2. — *Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp. (× 1,1), holotip, col. I. G., nr. 6248 (Arghiș).

Fig. 3—4. — *Unio* aff. *schleschi* Modell (Sînpaul).

Fig. 5. — *Ptychorhynchoideus kolasii* Modell (×1,2) (Arghiș).

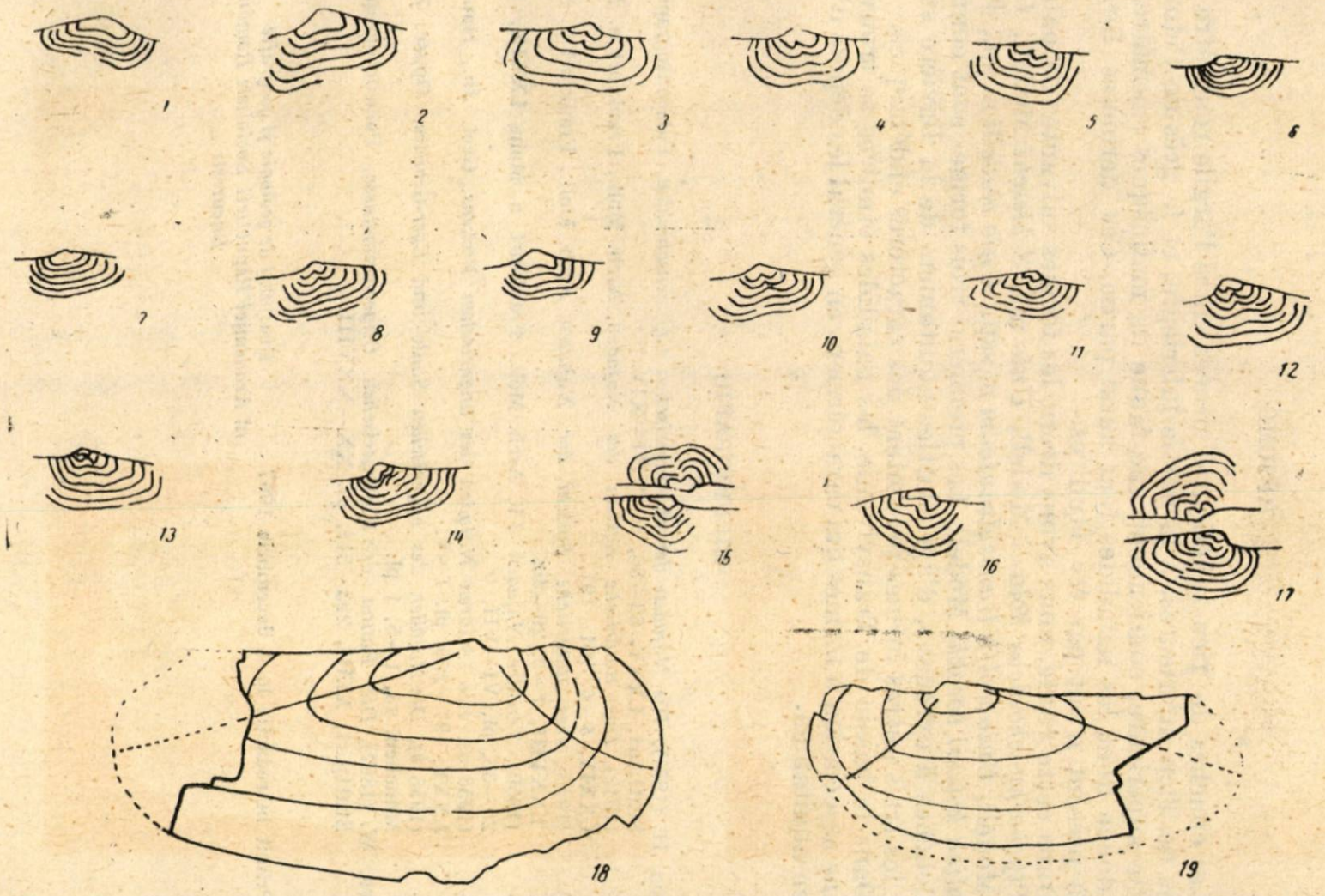


Fig. 1—17. — Sculptura umbonală la cîteva dintre formele de naiadide descrise în text. Fig. 1 — 2. — *Vanderschaliea kolasii boeckhi* Modell; fig. 3—8. — *Unio modelli* n. sp.; fig. 9 — 10. — *Unio* aff. *schleschi* Modell; fig. 11 — 14 — *Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp.; fig. 15—17. — *Unio wolffi* Modell; fig. 18—19. — *Unio modelli* n. sp. (reconstituire).

QUELQUES FORMES DE NAÏADIDES TERTIAIRES DANS LES COUCHES DE TICU SUPÉRIEURES DU NW DE LA TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

Les couches de Ticu supérieures situées entre l'argile rougeâtre des couches de Ticu inférieures, à la partie inférieure, et le grès de Cetate à la partie supérieure, contiennent une faune de mollusques saumâtres et d'eau douce dont les naïadides font aussi partie. Ces dernières formes jusqu'à présent n'ont pas été étudiées.

Dans cette étude, nous avons décrit les formes suivantes de naïadides : *Ptychorhynchoideus kolasii* Modell, *Unio* aff. *Schleschi* Modell, *Unio wolffi* Modell, *Unio wolffi transsylvanicum* n. ssp., *Unio modelli* n. sp., *Vanderschaliea kolasii boeckhi* Modell. Les premières trois formes sont connues des « Couches à cyrènes », d'âge chattien-aquitanien, de la Bavière supérieure, les trois autres formes présentent des caractères endémiques.

Dans le bassin de Transylvanie, les naïadides étudiées se trouvent dans une association à formes qui caractérisent en général les dépôts d'âge chattien-aquitanien.

BIBLIOGRAFIE

1. Modell H. (1931), *Die Najaden der oberbayerischen Cyrenenschichten*, Palaeontographica, Stuttgart, **LXXV**, 63—80, pl. XIII—XIV.
2. — (1942), *Das natürliche System der Najaden*, Arch. Moll., Frankfurt a. Main, **LXXIV**, *5—6*, 161—191.
3. — (1949), *Das natürliche System der Najaden*, Arch. Moll., Frankfurt a. Main, **LXXVIII**, *1—3*, 29—46.
4. — (1950), *Tertiäre Najaden IV*, Arch. Moll. Frankfurt a. Main, **LXXIX**, *1—3*, 25—36, pl. VI—VII.
5. — (1958 *a*), *Die tertiären Najaden des ungarischen Beckens*, Geol. Jb., Hanovra, **LXXV**, 197—250, pl. I—V.
6. — (1958 *b*), *Die Najaden des bayerischen Saale- und Eger-Gebietes*, Opusc. Zool., München, *18*, 1—5, 1 pl.
7. Wolff W. (1897), *Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse*, Palaeontographica, Stuttgart, **XLIII**, 223—311, pl. XX—XXVIII.

Primit în redacţie la 4 decembrie 1967

Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, Bucureşti

GRUPUL *CRIBRONONION DOLLFUSI* (CUSHMAN) ÎN MIOCENUL DIN TRANSILVANIA

DE

M. GHEORGHIAN, MARIANA IVA şi MIHAELA GHEORGHIAN

55(05)

Aspectul său particular şi prezenţa constantă, deşi nu în număr mare, a grupului *Cribrononion dollfusi* în depozitele miocene din Transilvania ne-au îndemnat să acordăm acestui grup o atenţie deosebită. Expunem în lucrarea de faţă rezultatele la care am ajuns în urma studiului variaţiei morfologiei testului.

J. A. Cushman a menţionat pentru prima dată specia *Nonion dollfusi*, în anul 1936 (3), într-o notă în care descria mai multe specii noi ale genului *Nonion*. Exemplarul descris de J. A. Cushman provine din regiunea Mérignac, Gironde, Franţa, din depozite care aparţin burdigalianului superior.

În lucrarea monografică a familiei *Nonionidae* a aceluiaşi autor (4) se prezintă din nou figura din lucrarea anterioară şi se dă aceeaşi descriere. Este important de menţionat faptul că se completează lista de răspîndire a speciei cu exemplare care sînt în colecţia Cushman şi au fost colectate de dr. G. F. Dollfus din diverse locuri din Franţa din depozite ce aparţin acvitanianului şi burdigalianului. În aceeaşi lucrare se mai citează, cu titlu de raritate, un singur exemplar de *Nonion dollfusi* din miocenul cu pecteni de la Loretto în Italia.

În 1958, N. A. Voloshinova (8) foloseşte termenul de *Cribrononion*; totuşi, M. Caralp şi C. Julius (2) descriu trei forme noi ale speciei *dollfusi*, atribuindu-le genului *Nonion*.

O informaţie privitoare la prezenţa acestei specii găsim în lucrarea geologului I. Huică (6), în care Maria Tocorjescu citează pentru prima dată în România prezenţa lui *Nonion dollfusi* în orizontul marnos-nisipos cu moluşte aparţinînd tortonianului superior, orizont detectat pe valea Muscelului în regiunea Pătîrlage—Orjani.

În anul 1963, *Nonion dollfusi* este citat din nou, de data aceasta de către Fr. Barbieri şi Fr. Petrucci (1), ca fiind prezent, după

St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 481—490, Bucureşti, 1968

13—c.5048

A. Gianotti, în tortonianul din regiunea Rio Mazzapiedi—Castellania (Tortona), Italia.

Un an mai tîrziu, la simpozionul neogenului de la Berna, J. Hardenbol (5) descrie şi pune în evidenţă în lucrarea sa existenţa unui „grup *Cribrononion dollfusi*", ale cărui subspecii rămîn în limitele miocenului inferior, în care autorul include acvitanianul, burdigalianul şi o parte din helveţian.

De remarcat că pentru prima dată J. Hardenbol revizuieşte apartenenţa acestui grup la genul *Nonion* şi, pe baza caracterelor morfologice, îl transferă genului *Cribrononion*.

La exemplarele pe care le figurăm, aceste caractere morfologice sînt în general uşor observabile (este vorba de poziţia şi aspectul foramenului, constituit dintr-o serie de orificii fine, dispuse în arc de cerc la baza feţei aperturale).

Proveniența exemplarelor de care dispunem este diferită; ele au fost recoltate din partea nordică a Bazinului Transilvaniei, din depozite de vîrstă burdigaliană şi helveţiană, iar din partea sudică din strate de vîrstă helveţiană şi tortoniană.

Pentru descrierea sistematică folosim clasificarea dată de Z. Reiss (7).

Suprafamilia *MONOLAMELLIDEA* Reiss, 1957

Familia NONIONIDAE Schultze, 1854

Genul **Cribrononion** Thalmann, 1946

Grupul **Cribrononion dollfusi** (Cushman)

Cribrononion dollfusi dollfusi (Cushman)

Cribrononion dollfusi dollfusi (Cushman) — J. Hardenbol (1964), Symp. Micropal. Neogen Berna, p. 76, pl. 34, fig. 1.

Hypotypoid: pl. I, fig. 1; colecţia autorilor nr. 01081; diametru 0,46 mm. *Raporturi de asemănare şi diferenţe*: exemplarul nostru corespunde descrierii date de J. Hardenbol.

Răspîndire geografică şi distribuţie stratigrafică: forma a fost citată ca foarte comună în depozitele acvitaniene de la Bordelais—Franţa. În România apare în depozitele burdigaliene din împrejurimile Clujului.

Cribrononion dollfusi „var. A" după J. Hardenbol

Cribrononion dollfusi var. A — J. Hardenbol (1964), Symp. Micropal. Neogen Berna, p. 76, pl. 34, fig. 2.

Hypotypoid: pl. I, fig. 2; colecţia autorilor nr. 01084; diametru 0,50 mm.

Raporturi de asemănare și diferențe : exemplarul nostru diferă de cel descris de J. Hardenbol prin masa ombilicală ceva mai proeminentă și carena ușor lobată.

Răspîndire geografică și distribuție stratigrafică: forma a fost citată în acvitanianul de la Bordelais ; noi am întîlnit-o în depozitele helveției din împrejurimile Sibiului [1].

Cribrononion dollfusi ,,var. B'' după Hardenbol

Cribrononion dollfusi var. J. Hardenbol (1964), Symp. Micropal. Neogen Berna, p. 76, pl. 34, fig. 4 a, b.

Hypotypoid : pl. I, fig. 3 ; colecția autorilor nr. 01109 ; diametru 0,63 mm.

Raporturi de asemănare și diferențe : exemplarele noastre se aseamănă cu cel figurat de J. Hardenbol.

Răspîndire geografică și distribuție stratigrafică : forma citată de J. Hardenbol provine din depozite de vîrstă burdigalian superior-helveția inferior din Bazinul Aquitaniei ; în România, îl citățm din depozite burdigalian-inferioare din împrejurimile Clujului.

Cribrononion cf. **dollfusi vigneauxi** (Caralp și Julius)

Cribrononion dollfusi vigneauxi (Caralp și Julius). J. Hardenbol (1964), Symp. Micropal. Neogen Berna, p. 77, pl. 34, fig. 5.

Hypotypoid : pl. I, fig. 4 ; colecție autori nr. 0412 ; diametru 0,39 mm ;
pl. I, fig. 5 ; colecție autori nr. 0410 ; diametru 0,33 mm ;
pl. I, fig. 6 ; colecție autori nr. 01114 ; diametru 0,31 mm.

Raporturi de asemănare și diferențe : cele trei exemplare pe care le figurăm se aseamănă cu *Cribrononion dollfusi vigneauxi* prin masa ombilicală largă și uniformă, numărul camerelor și forma lor ; se deosebesc însă prin lipsa nodurilor din zonele suturale ; carena groasă, continuă și fără croșete (fig. 4), cu început de segmentare (fig. 5) și identică cu exemplarul prezentat de J. Hardenbol (fig. 6).

Răspîndire geografică și distribuție stratigrafică : această varietate a fost citată de J. Hardenbol în depozitele de vîrstă helvețiană din Franța ; noi o citățm din depozitele tortoniene din împrejurimile Sibiului.

Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis n. ssp.

Originea numelui : după aspectul testului.
Origine du nom : l'aspect du test.
Holotype: pl. III, fig. 19, 20 ; colecția Inst. geol. (Collection de l'Inst. Géol). No. 100095 ; diametru (diamètre) 0,86mm; grosime (épaisseur) 0,45 mm.

[1] M. Gheorghian și M. D. Gheorghian, *Raport micropaleontologic. Urmărirea de profile deschise pe rama de sud a Bazinului Transilvaniei*, 1965, Arh. Com. geol.

Paratypes :

Col. Inst. geol. Coll. de l'Inst. Géol.	diametru diamètre	pl., fig.	vîrsta âge
100 096	0,45	II, 13,14	burdigalien
100 097	0,38	II, 15	burdigalien
100 098	0,45	II, 16	burdigalien
100 199	0,57	I, 7	helvétien
100 100	0,45	I, 8	helvétien
100 101	0,63	III, 17	helvétien
100 102	0,79	III, 18	tortonien
100 103	0,64	I, 9	tortonien
100 104	0,63	II, 10	tortonien
100 105	0,41	II, 11,12	tortonien

Localitatea tip (*Localité type*) : Lăpugiu de Sus, Hunedoara.

Etaj tip (*Etage type*) : tortonian superior (tortonien supérieur).

Descriere : test biconvex, subcircular, cu simetrie bilaterală ; apertura constituită dintr-o serie de pori situaţi în formă de arc de cerc la baza feţei aperturale ; carena, groasă şi segmentată, marchează suturile prin croşete, iar marginea testului devine lobată ; zona ombilicală largă este acoperită cu noduri ; camerele, în număr de 17, au în jumătatea internă aspectul spiţelor unei roţi, fiind egale ca grosime cu suprafeţele suturale, iar în partea externă sînt atît de fragmentate, încît separaţia dintre ele este greu de observat ; aspectul lor dantelat aminteşte de procesele retrale ale genului *Elphidium*, cu care ar putea fi confundată varietatea descrisă de noi; studiul morfologiei peretelui testului ne arată că este constituit dintr-o singură lamelă de calcit, în care cristalele au poziţie perpendiculară pe suprafaţa sa. Datorită structurii monolamelare (fig. 1) confirmăm includerea acestui gen la familia *Nonionidae* (8).

Description du holotype : Test lenticulaire, biconvexe, à symétrie bilatérale. L'ouverture est criblée de pores situés en arc à la base de la face aperturale. La carène, épaisse et segmentée, marquant les sutures par des crochets ; le bord du test devient ainsi lobé. La zone ombilicale, large, est occupée de noeuds. Les 17 loges ont dans la moitié interne l'aspect des rais d'une roue ; elles sont égales en épaisseur avec les surfaces suturales et tellement fragmentées à la partie externe que leur séparation devient difficilement saisissable. Leur aspect dentelé rappelle les processus rétraux du genre *Elphidium*. L'étude de la morphologie de la section de la paroi du test relève sa constitution d'une seule lamelle de calcite. La structure microscopique monolamellaire (fig. 1) nous autorise à confirmer l'appartenance de ce genre à la famille *Nonionidae* (8) d'après Voloshinova.

Observaţii asupra paratipurilor : celelalte 10 exemplare figurate au caractere în general asemănătoare şi le încadrăm la aceeaşi subspecie. Exemplarele, care provin din depozitele burdigaliene din profilul tip de la Coruş, sînt de talie mică, au numai 12—13 camere, care prezintă o dantelură pe toată lungimea lor ; nodurile lipsesc, regiunea ombilicală fragmentată, carena continuă (fig. 13—16). La exemplarele colectate din depozitele helveţiene, pe lîngă conturul dantelat apar nodurile spre periferia testului ; carena este lobată şi are croşete vizibile (fig. 7, 8, 17).

Observations — paratypes : les 10 autres exemplaires figurés présentent des caractères généralement semblables, c'est pourquoi nous les attribuons à la même sous-espèce.

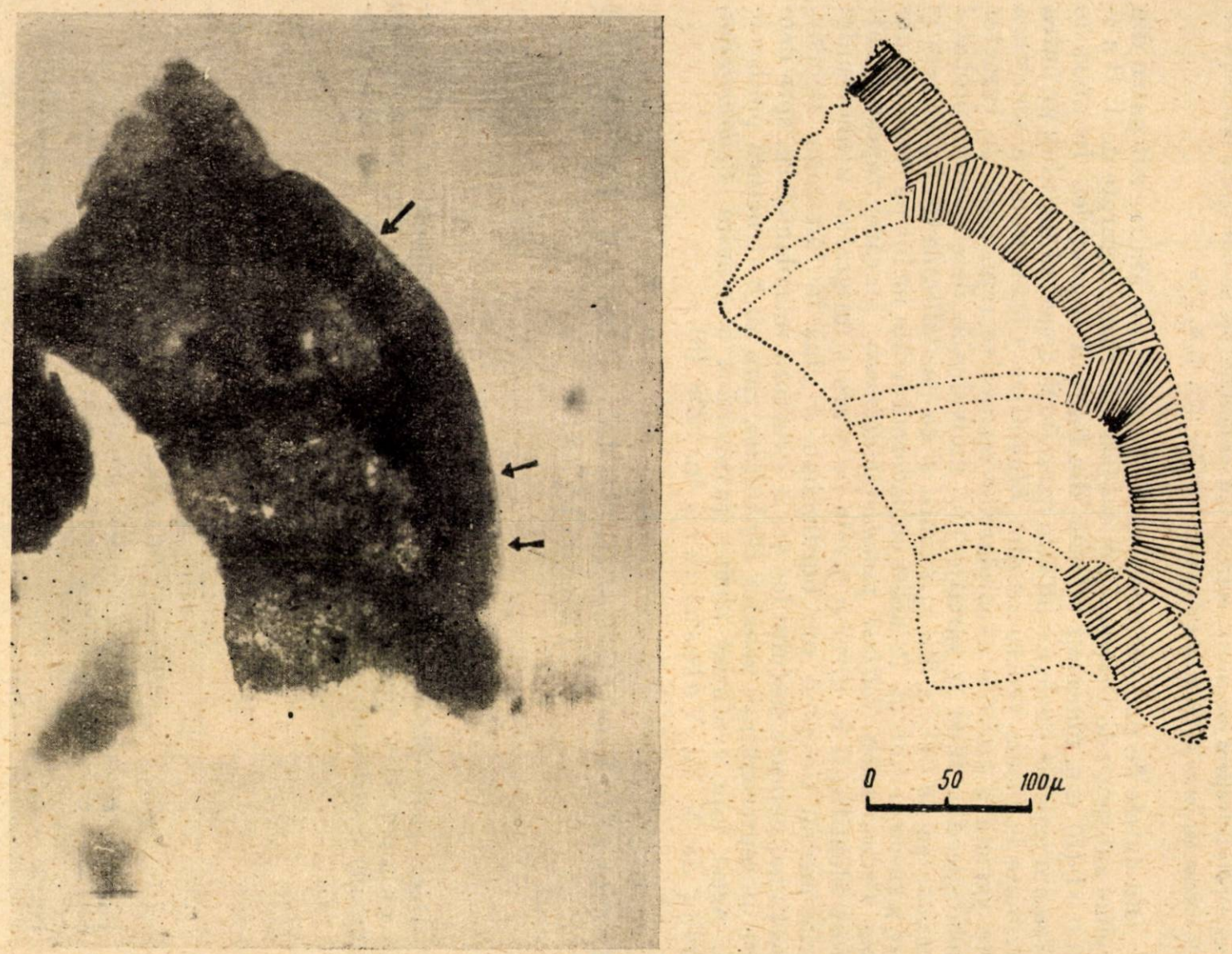


Fig. 1. — Secțiune în peretele extern al formei *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp.

Les exemplaires provenant des dépôts burdigaliens de la section type de Coruş, de petite taille, n'ont que 12—13 loges dentelées tout de leur long; les noeuds manquent, la région ombilicale est fragmentée et la carène continue (fig. 13—16). Les exemplaires récoltés dans les dépôts helvétiens présentent, outre le contour dentelé, des noeuds vers la périphérie du test; la carène est lobée et les crochets en sont visibles (fig. 7, 8, 17).

Din datele de mai sus reiese că în Transilvania am regăsit patru din cele cinci subspecii de *Cribrononion dollfusi* descrise şi figurate de J. Hardenbol (5) din miocenul inferior din Bazinul Aquitaniei. În afară de acestea am separat unele exemplare care, după aspectul testului, ar putea fi atribuite la prima vedere genului *Elphidium*. Considerăm că sculptura foarte variată a testului exemplarelor respective reprezintă un caracter intrasubspecific, fiind o variaţie pur individuală, determinată probabil de cantitatea de CO_3Ca din apa mării şi de posibilitatea de sintetizare şi fixare a fiecărui individ. Pe acest considerent le-am inclus pe toate în subspecia *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis*, ai cărei reprezentanţi au fost identificaţi la diverse nivele pe scara stratigrafică a miocenului inferior-mediu, începînd din burdigalian şi pînă în tortonian inclusiv. În secţiune, peretele testului lor are o structură monolamelară, spre deosebire de reprezentanţii genului *Elphidium*, care au o structură polilamelară. Acest fapt confirmă poziţia taxonomică a genului *Cribrononion*, stabilită de N. A. Voloshinova în 1958 (8).

CRIBRONONION DOLLFUSI (CUSHMAN) DANS LE MIOCÈNE DE TRANSYLVANIE

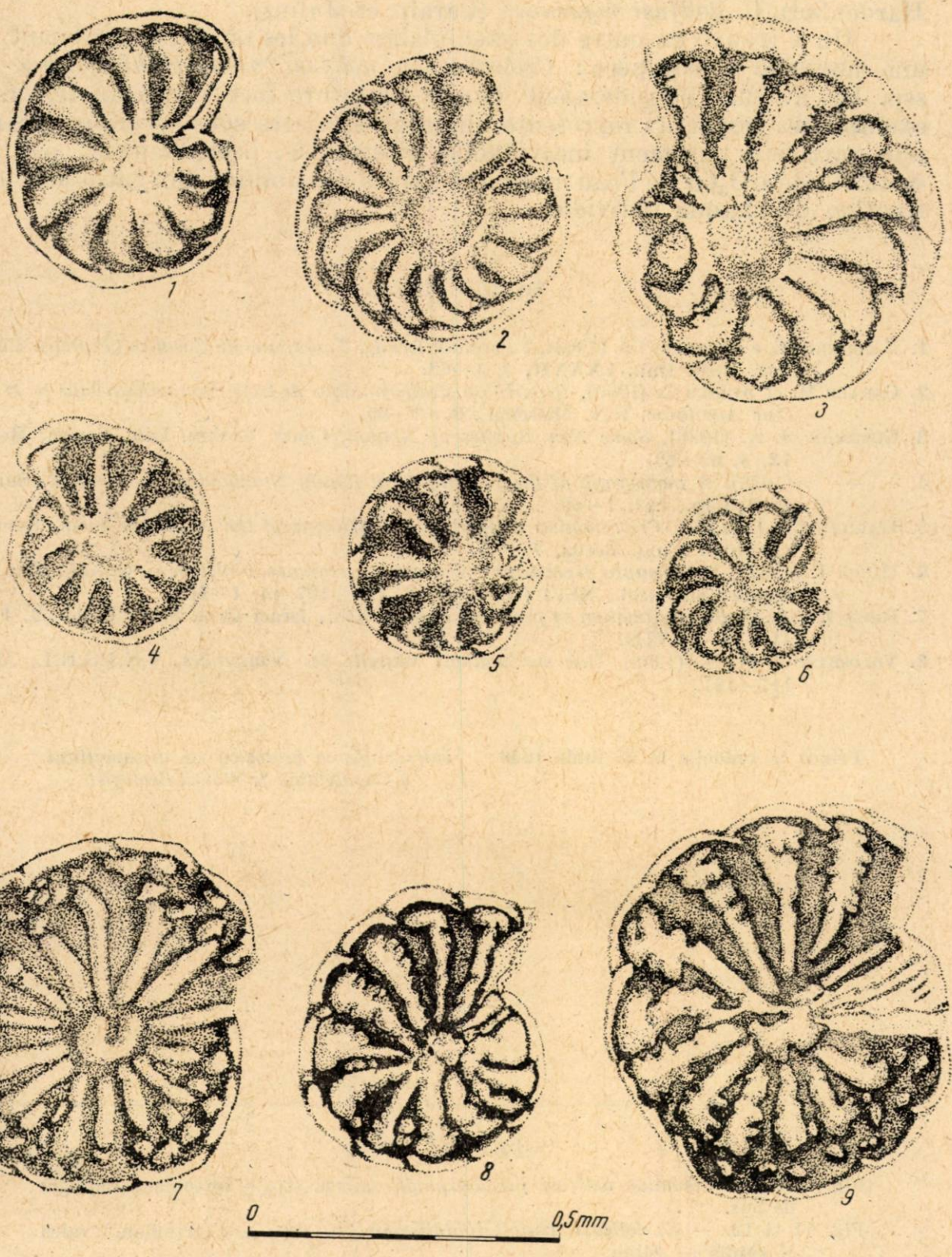
RÉSUMÉ

Dans les dépôts d'âge burdigalien, helvétien et tortonien de Transylvanie on a retrouvé quatre des cinq sous-espèces de *Cribrononion dollfusi* (Cushman) décrites et figurées par J. Hardenbol dans le miocène infé-

PLANŞA I

Fig. 1. — *Cribrononion dollfusi dollfusi* (Cushman) — burdigalian, Someşeni — Cluj.
Fig. 2. — *Cribrononion dollfusi*, „var. *A*", după J. Hardenbol — helveţian, valea Sebeşului de Jos — Sibiu.
Fig. 3. — *Cribrononion dollfusi*, „var. *B*", după J. Hardenbol — burdigalian, Someşeni — Cluj.
Fig. 4, 5 şi 6. — *Cribrononion* cf. *dollfusi vigneauxi* (Caralp şi Julius) — tortonian, valea Mărăjdia — Sibiu.
Fig. 7. — *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — helveţian, valea Sebeşului de Jos — Sibiu.
Fig. 8. — *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — helveţian, Făureni.
Fig. 9. — *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — tortonian, Lăpugiu de Sus.

Planşa I



rieur du bassin de l'Aquitaine. Il s'agit de : *Cribrononion dollfusi dollfusi* (Cush.), *C. dollfusi* var. A (d'après Hardenbol), *C. dollfusi* var. B (d'après Hardenbol), *C. dollfusi vigneauxi* (Caralp et Julius).

On a trouvé en outre des exemplaires que les auteurs attribuent à une nouvelle sous-espèce : *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. Les auteurs considéraient que la sculpture fort variée du test des exemplaires respectifs représente un caractère intra-sous-spécifique étant une variation purement individuelle déterminée, probablement, par la quantité de CO_3Ca de l'eau marine et par les possibilités de synthèse et de fixation de chaque individu.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbieri Fr. e Petrucci Fr. (1963), *I Foraminiferi del Tortoniano di Casatico (Parma)*, Boll. Soc. Geol. Ital., **LXXXII**, *3*, 1–63.
2. Caralp M. et Julius C. (1960), *Répartition stratigraphique de trois Nonionidae dans le Miocène Aquitaine*, Rev. Micropal., **3**, 61–69.
3. Cushman J. A. (1936), *Some New Species of Nonion*, Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., **12**, *3*, 63–69.
4. — (1939), *A monograph of the Foraminiferal family Nonionidae*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., *191*, 1–69.
5. Hardenbol J. (1964), *Cribrononion dollfusi in the Miocene of the Aquitaine basin*, Symp. micropal. Neog. Berna, 76–77.
6. Huică I. (1962), *Notă asupra depozitelor tortoniene din regiunea Pătîrlage — Orjani*, Dări de seamă Com. geol., **XLVI** (1958–1959), 101–107, pl. I–II.
7. Reiss Z. (1963), *Reclassification of perforate Foraminifera*, Israel Geol. Surv. Bull., *35*, 1–111, pl. I–VIII.
8. Voloshinova N. A. (1958), *Une systématique nouvelle des Nonionides*, V.N.I.G.R.I., *115*, 117–191.

Primit în redacţie la 25 iunie 1966

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

PLANŞA II

Fig. 10. — *Cribrononion dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — tortonian, Lăpugiu de Sus.

Fig. 11 şi 12. — *C. dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — tortonian, valea Mărăjdia — Sibiu.

Fig. 13 şi 14. — *C. dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — burdigalian, Coruş — Cluj.

Fig. 15 şi 16. — *C. dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — burdigalian, Coruş — Cluj.

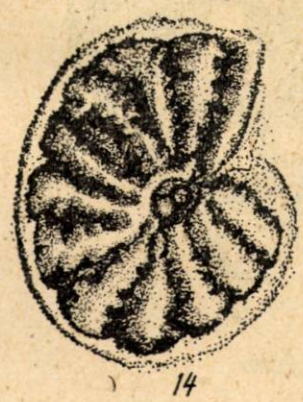
Planşa II

10

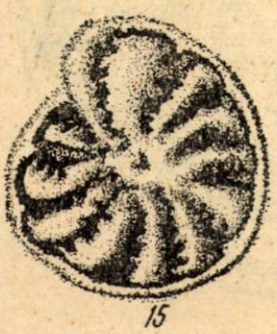
11

12

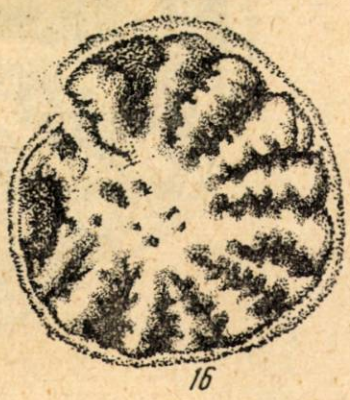
13



14



15



16

Planșa III

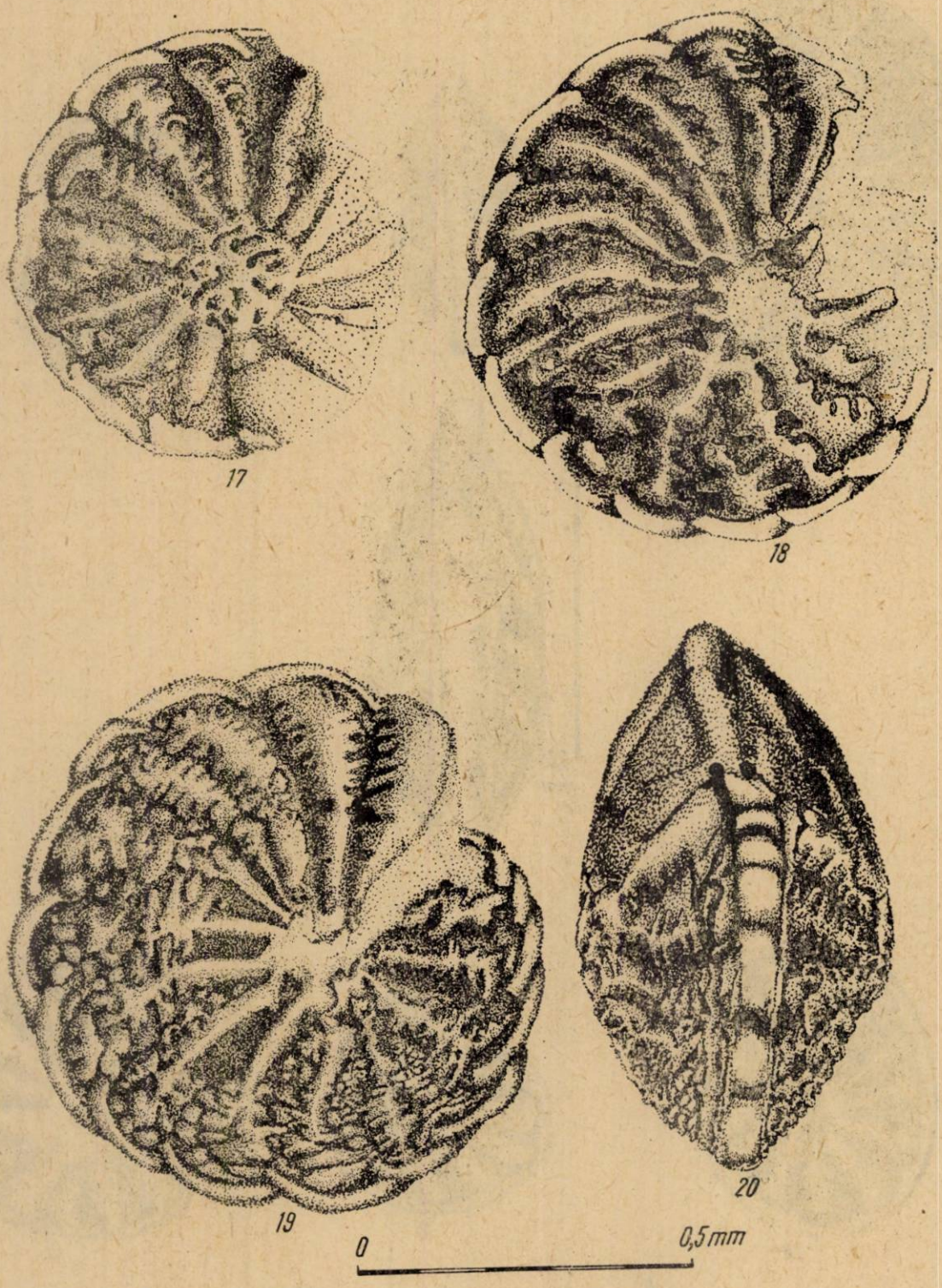


Fig. 17. — *C. dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — helveţian, Făureni.
Fig. 18, 19 şi 20. — *C. dollfusi pseudoelphidiformis* n. ssp. — tortonian, Lăpugiu de Sus.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN ÎMPREJURIMILE ORAȘULUI CLUJ

DE

V. MOISESCU

55(05)

Formațiunile geologice ce apar în împrejurimile orașului Cluj aparțin la diferite faciesuri și vîrste. De aceea, ele au constituit și subiectul a multor lucrări încă de la începutul secolului al XIX-lea.

Printre cele mai importante se numără acelea ale lui Fr. Hauer și G. Stache (1), A. Koch (5), (6), (7), (8), (9), K. Hofmann (2), (3), (4), Gr. Răileanu (15), Gr. Răileanu și Emilia Saulea (16), N. Mészáros (10) etc.

În campaniile de teren dintre anii 1960 și 1967 am cercetat o bună parte din depozitele oligo-miocene situate în bazinele văilor Agrijului, Almașului, Nădășului și Someșului Mic. Lucrarea de față cuprinde cîteva observații asupra depozitelor oligo-miocene din imediata vecinătate a orașului Cluj (fig. 1).

A. EOCENUL

Aflorează pe suprafețe întinse la nord-vest și sud-vest de Cluj, fiind reprezentat prin toți termenii săi, mai ales prin calcarul grosier superior situat, după Gr. Răileanu și Emilia Saulea ((16), p. 286), la baza seriei marine superioare împreună cu gipsurile superioare și calcarele oolitice care apar pe alocuri.

Dintre toți termenii eocenului ne-a interesat în primul rînd termenul cel mai nou, adică marnele cu briozoare, care suportă stratele de Hoia și de Mera, uneori depozite mai noi, tortoniene sau de alte vîrste. De obicei, trecerea de la marnele cu briozoare la depozitele supraiacente este aproape netă din punct de vedere litologic. Totuși, pe alocuri ea devine treptată.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 491–503, București, 1968

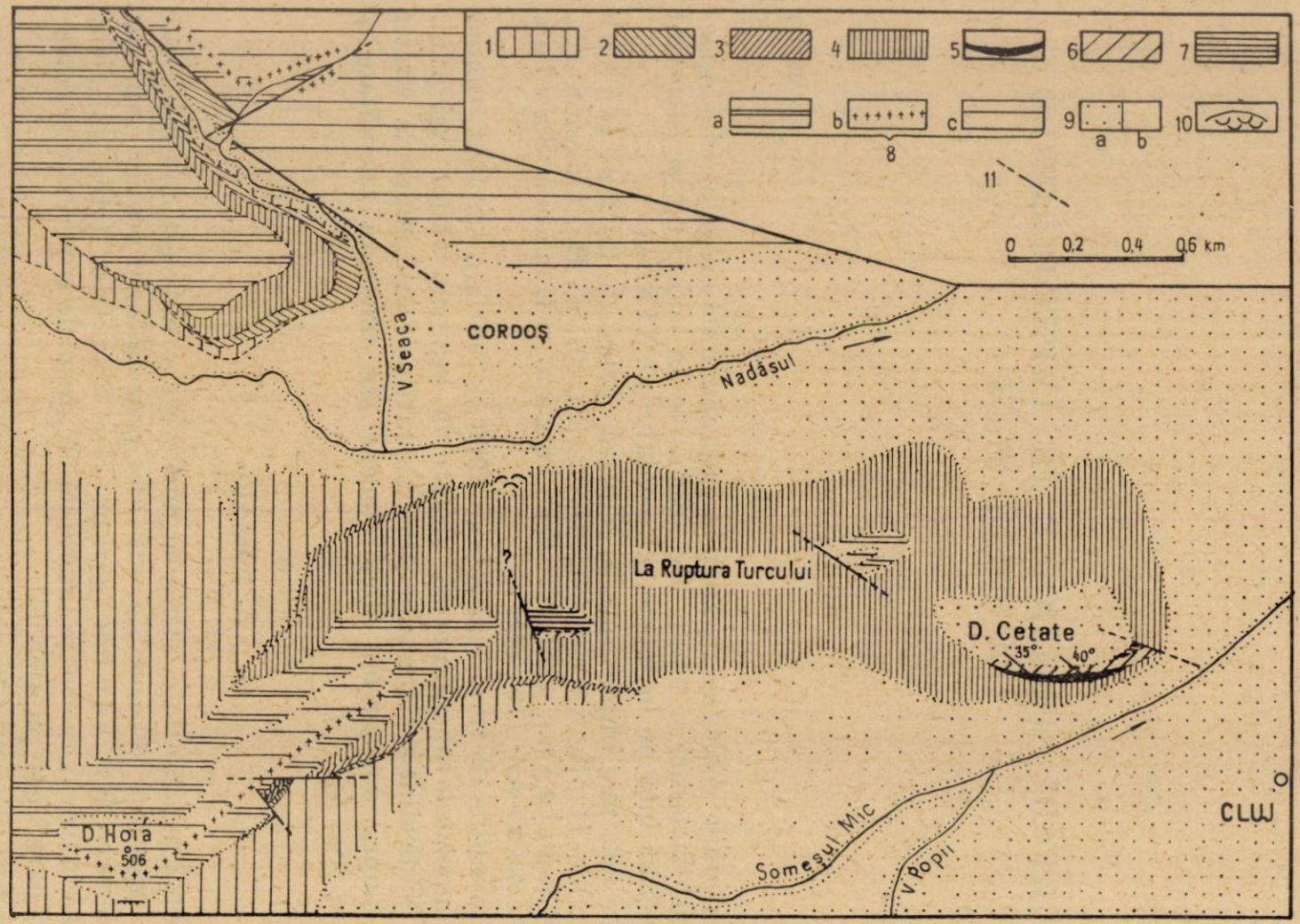


Fig. 1. — Schiţa geologică a regiunii Cluj — Dealul Hoia.

1, Strate de Cluj, marne cu *Nummulites fabianii*, marne cu briozoare (eocen superior neorizontat); *2*, strate de Hoia; *3*, strate de Mera; *4*, strate de Ticu inferioare (stampian *sensu stricto* = rupelian); *5*, strate de Ticu superioare; *6*, strate de Cetate; *7*, strate de Zimbor (?) (chattian-acvitanian); *8* complexul tufului de Dej: *a*, nivelul bazal; *b*, nivelul tufului de Dej propriu-zis; *c*, nivelul superior (tortonian); *9*, *a*, depozite de terasă; *9*, *b* depozite aluviale; *10*, alunecări de teren (cuaternar); *11*, falie.

Astfel, într-un afloriment situat la circa 400 m de intersecţia văii Seaca (= Valea Popeştilor) cu şoseaua Cluj—Zălau se observă în bază un pachet de marne albăstrui-vineţii fine, cu spărtură concoidal-alungită sau neregulată, ce abundă în briozoare (1,20 m) (fig. 2 *a*). El se detaşează net de complexul de deasupra atît din punct de vedere litologic, cît şi faunistic. Complexul supraiacent, de 7 — 8 m grosime (fig. 2 *b*), cuprinde o alternanţă de bancuri marnoase albăstrui decimetrice şi centimetrice cu bancuri mai calcaroase gălbui, care cresc ca număr spre partea superioară şi devin totodată mai grezoase.

Roca marno-calcaroasă conţine lamelibranhiate indeterminabile, mai rar gasteropode şi cu totul excepţional briozoare.

Tot pe acelaşi versant, dar ceva mai în amonte, se observă o altă trecere gradată, şi anume :peste marnele cu briozoare tipice, care au o grosime de 3,00 m, se aşterne o marnă calcaroasă sau grezo-calcaroasă, la început sub forma unui nivel subţire (0,10 m) şi apoi mai multe nivele care însumează 1,50 — 2,00 m. Această marnă abundă în briozoare ; din loc în loc se mai întîlnesc fragmente de cochilii de *Chlamys* (*Aequipecten*) *biarritzensis*, *Ch.* (*Aequipecten*) *subtripartitus*, precum şi de alte lamelibranhiate. Imediat mai sus se situează bancul grezo-calcaros cu *Scutella subtrigona* al stratelor de Hoia. Marnele grezo-calcaroase cu briozoare mai conţin şi urme de viermi tubicoli, corali solitari, chelicere de crabi, *Balanus concavus concavus*, *Nummulites fabianii*, elemente de macrofaună caracteristice stratelor de Hoia.

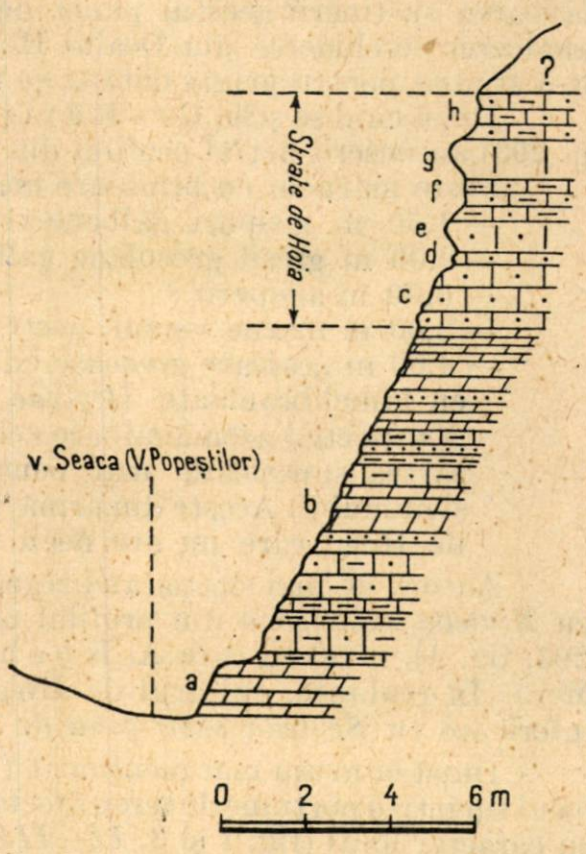


Fig. 2. — Echivalentul stratigrafic al stratelor de Hoia în versantul drept al văii Seaca în apropiere de confluenţa acesteia cu valea Nadăşului.

a, Marne albăstrui tipice cu briozoare; *b*, complex marno-grezo-calcaros cu mulaje de moluşte, briozoarele fiind extrem de rare; *c*, gresii calcaroase gălbui-vinetii, fosilifere, cu urme tubicole de viermi, mulaje de lamelibranhiate etc.; *d*, banc de gresie calcaroasă-dură; *e*, nivelul I cu *Scutella subtrigona*; *f*, nivelul I de gresii marnoase cu briozoare şi *Nummulites fabianii*; *g*, nivelul II cu *Scutella subtrigona*; *h*, nivelul II cu briozoare şi *Nummulites fabianii*.

Din cele expuse mai sus se desprinde faptul că, pe alocuri, marnele cu briozoare la contactul cu stratele de Hoia suferă transformări litologice şi faunistice vizibile, apropiindu-se de acestea din urmă. Se reliefează astfel continuitatea de sedimentare dintre depozitele eocene şi cele oligocene.

În restul regiunii cercetate, pe ambii versanţi ai văilor Nadăşului şi Someşului Mic, marnele cu briozoare îşi păstrează în general aspectul lor obişnuit.

B. STAMPIANUL SENSU STRICTO (= RUPELIANUL)

Strate de Hoia. În legătură cu stratele de Hoia, în ultimul timp s-au purtat discuţii referitoare la caracterul lor de orizont constant, situat în baza stratelor de Mera, sau de o schimbare de facies cu caracter local al acestora din urmă. Cercetările efectuate ne-au întărit convingerea că stratele de Hoia reprezintă o entitate, un orizont cu caracter constant ca şi stratele de Mera. Mai jos, vom expune şi argumentele care pledează în favoarea susţinerii acestui punct de vedere. Dar, înainte de aceasta, să analizăm deschiderea din Dealul Hoia, de unde A. Koch ((8), p. 318) le-a studiat pentru prima dată şi de unde îşi trag şi numele.

După cum se ştie, Gr. Răileanu şi Emilia Saulea ((16), p. 293) au descris astfel profilul din Dealul Hoia (fig. 3,*I*) :

Peste marnele cu briozoare urmează :

— 1,50 m nisipuri galbene-verzui ;

— 2,00 m gresii grosolane galben-ruginii cu *Cyrena*;

— 5,00 m acoperit ;

— 2,00 m marne verzui, nestratificate, dure ;

— 4,00 m „calcare grezoase cu spărtură brecioasă, cenuşii-albăstrui, cu lamelibranhiate (*Cyrene*, *Pecten*) şi gasteropode (*Turritella*, *Natica* etc.) asemănătoare celor din stratele de Mera". . . „La partea superioară mai conţin numeroase fragmente de corali şi numuliţi. Aceste din urmă forme constituie specificul calcarului de Hoia, care nu are decît o dezvoltare locală" (p. 293).

Autorii de mai sus paralelizează calcarul de Hoia cu nivelul superior cu *Scutella subtrigona* din profilul de pe valea Berecoaia de la Mera (p. 293, fig. 4), nivel cu care A. Koch (8) încheie succesiunea stratelor de Mera. În realitate, calcarul de Hoia este echivalentul celor două nivele inferioare cu *Scutella subtrigona* de la Mera, şi nu al nivelului superior.

După cum am mai menţionat ((14), p. 212), stratele de Hoia apar la locul tip într-o porţiune de teren afectată de două falii (de mică amplitudine), cu caracter local (fig. 1 şi 3, *II—III*), ce maschează adevărata lor poziţie stratigrafică.

Succesiunea din Dealul Hoia, observată de noi, este următoarea (fig. 3, *III*) : începînd de la drumul Cluj — Dealul Hoia spre nord-vest (către vîrful de creastă), pe circa 7 — 8 m în sens vertical şi 40 m orizontal, terenul este acoperit, dar atît în partea stîngă a drumului, cît şi la baza „renumitului" afloriment apar marnele cu briozoare (*III* : *a*, *c*) ; marnele de lîngă drum abundă în briozoare ; cele de sub calcarul coraligen, deşi cu acelaşi aspect litologic ca al rocilor din complexul marnelor cu briozoare, sînt mai bogate în fragmente de cochilii de *Chlamys* (*Aequipecten*) *biarritzensis* şi mai puţin în briozoare.

Peste marnele cu briozoare de la punctul *c* (fig. 3, *III*), ce se pot observa în capătul de est al aflorimentului, se aşterne calcarul coraligen şi numulitic, constituit din două bancuri calcaro-brecioase de cîte 1,00 — 1,20 m şi respectiv, 0,60—0,80 m grosime, despărţite printr-un plan de separaţie (*III* : *d*). După o intercalaţie subţire, marnoasă, verzui-roşiatică, de 0,10 m, se află o gresie gălbuie friabilă, formînd un banc masiv fără o stratificaţie evidentă (*III* : *e*), colorată în roşu la suprafaţă, datorită unei

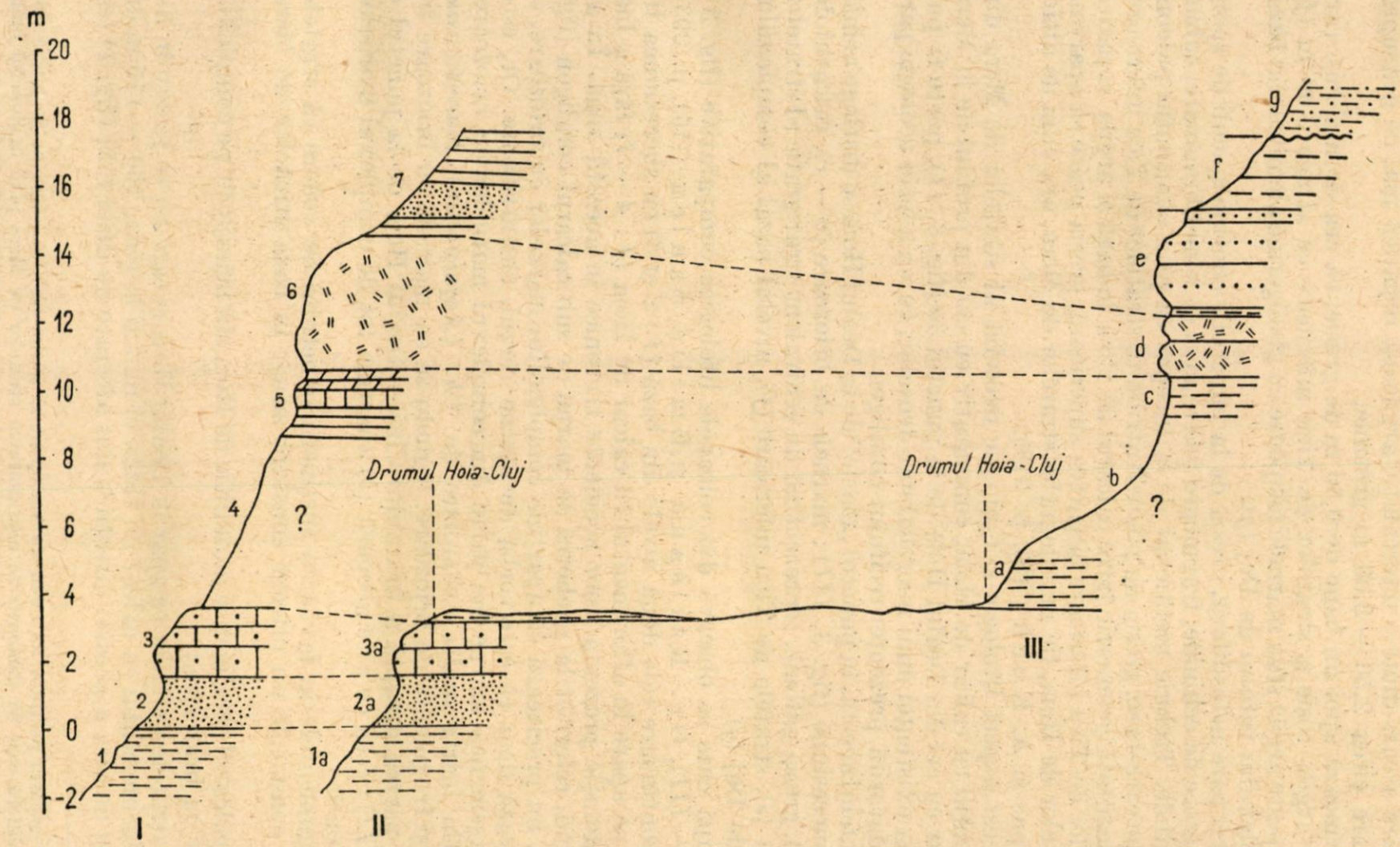


Fig. 3. — Coloane litologice în stratele de Hoia şi de Mera din Dealul Hoia — Cluj. *I*, Strate de Mera, după Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (16); *II — III*, strate de Hoia şi de Mera în concepţia autorului.

1, *1a*, *5* şi *a—c*, Marne cu briozoare; *2* şi *2a*, nisipuri galben-verzui; *3* şi *3a*, gresii fosilifere calcaroase; *4* şi *b* acoperit; *6* şi *d*, calcarul coraligen şi numulitic; *7* şi *e*, gresii gălbui în bancuri masive slab fosilifere; *f*, argile roşietice; *g*, marne nisipoase cu globigerine.

argile care a curs dintr-o intercalaţie argiloasă roşiatică mai de deasupra. Gresia are circa 2,50 — 3,00 m grosime.

Urmează apoi un banc de 0,30 m de gresie, ca cea de mai sus, care suportă argila roşie a stratelor de Ticu inferioare ce atinge 2,00 m (*f*). În fine, peste argilă stau marnele nisipoase cu globigerine ale nivelului bazal al complexului tufului de Dej (*g*).

Deşi pare nefosiliferă, gresia de la punctul *e* conţine spiculi de spongieri, entroce de echinide, fragmente foarte mici de lamelibranhiate, tuburi de serpulide. Trebuie menţionat de la început că prin conţinutul paleontologic pe care-l are, gresia nu poate fi atribuită stratelor de Ticu inferioare. Fiind încadrată geometric între calcarul de Hoia în bază şi argila roşiatică a stratelor de Ticu inferioare la partea superioară, gresia poate să aparţină fie stratelor de Hoia, fie mai degrabă stratelor de Mera, aşa cum de altfel a presupus şi A. Koch ((8), p. 318).

Acest aspect litologic şi faunistic deosebit al stratelor de Mera din aflorimentul cu calcar de Hoia, comparativ cu cel din profilul de la Mera sau chiar cu cel din Dealul Hoia de la punctul *3a* (fig. 3, *II*), poate fi pus pe seama existenţei unui microhabitat deosebit, cu un aspect ecologic particular datorită prezenţei recifului coraligen.

În felul acesta, în punctul „clasic" de la Dealul Hoia se distinge următoarea succesiune (fig. 3, *III*) : marnele cu briozoare (*a — c*), calcarul de Hoia (*d*), gresia gălbuie, reprezentînd un echivalent stratigrafic al stratelor de Mera (*e*), stratele de Ticu inferioare (*f*), nivelul bazal al complexului tufului de Dej (*g*).

După cum se observă din coloanele litologice comparative (fig. 3 : *I* şi *II — III*), Gr. Răileanu şi Emilia Saulea ((16), p. 293) pun în continuare cele două nivele din bază (*I* : *2* şi *3*) cu succesiunea litologică ce apare în aflorimentul cu calcar de Hoia (*I* : *4 — 7*) fără a lua în consideraţie prezenţa unor accidente tectonice în această zonă. În al doilea rînd, referitor la pachetul de marne de sub calcarul coraligen (fig. 3, *I* : *5*), nu precizează că aparţine complexului marnelor cu briozoare, ci menţionează doar că este vorba de marne verzui, nestratificate. Or, este clar că asemenea marne fac parte din complexul marnelor cu briozoare. Ele conţin foarte multe exemplare de *Ch.* (*Aequipecten*) *biarritzensis*, precum şi fragmente de briozoare, legîndu-se cu marnele cu briozoare tipice din partea dreaptă a drumului Cluj — Dealul Hoia de la punctul *a* (fig. 3, *III*) ; ceea ce este acoperit (*b*) aparţine tot de complexul marnelor cu briozoare.

Argumentele în favoarea susţinerii punctului de vedere că stratele de Hoia constituie un orizont constant situat în baza stratelor de Mera sînt :

— calcarul coraligen şi numulitic de Hoia stă nemijlocit pe complexul marnelor cu briozoare ;

— stratele de Mera ce apar în Dealul Hoia şi care nu se găsesc în direcţia aflorimentului cu calcar de Hoia, ci numai la circa 160 — 175 m de o parte şi de alta a acestei direcţii [1], sînt afectate de două falii (fig. 1) (ca

[1] Pe această porţiune de teren nu am reuşit să găsim nici un fragment de gresie calcaroasă fosiliferă care să demonstreze continuitatea stratelor de Mera pînă în punctul unde acestea sînt acoperite transgresiv de nivelul bazal al complexului tufului de Dej.

şi aflorimentul cu calcar de Hoia), cu ridicarea compartimentului central la circa 7 — 8 m mai sus. De altfel, prezenţa marnelor cu briozoare aici demonstrează evident acest lucru ;

— în afară de Dealul Hoia, depozite coraligene foarte asemănătoare apar numai în baza stratelor de Mera. Se pot da ca exemplu : Valea Peşterii — Hodiş, valea Trăznea, valea Ciumîrna, fără a mai vorbi şi de regiunea situată mai la nord şi cercetată de A. Rusu ((17), p. 437—438).

Pe de altă parte, pe toată distanţa dintre Cluj şi Huedin se observă (destul de frecvent), între marnele cu briozoare şi stratele de Mera, *sensu stricto*, depozite grezoase radical schimbate din punct de vedere litologic, dar care conţin fosile foarte comune stratelor de Hoia, cum ar fi : corali solitari, exemplare de *Chlamys*, *Balanus concavus concavus*, *Nummulites fabianii* etc. În acest sens, văile Seaca şi Berecoaia, Pîrîul Poienii (afluent pe dreapta al văii Şardului), partea de est a Dealului Acastăilor (Şard), Tetiş (Huedin), versantul stîng al văii Agrijului (la Bodia) sînt concludente.

Revenind la stratele de Hoia din aflorimentul tip, aşa cum am ilustrat şi în figura 3 (*II* : 2*a*), peste marnele cu briozoare se dezvoltă un pachet de nisipuri galben-verzui de circa 2,00 — 2,50 m grosime. Depozite cu totul asemănătoare (de nisipuri slab cimentate) se observă şi în partea nord-estică a drumului Cluj—Coruş şi care suportă un nivel de calcare cu corali. Astfel de nisipuri fac parte din orizontul stratelor de Hoia. Nu este exclus ca şi nisipurile din baza stratelor de Mera de la Hoia (fig. 3, *II* : 2*a*) să reprezinte un echivalent al stratelor de Hoia.

Echivalentul stratigrafic al stratelor de Hoia are o frumoasă dezvoltare în versantul drept al văii Seaca. De asemenea, se dezvoltă şi în versantul stîng.

În versantul drept (fig. 2), peste pachetul gros de marne cu briozoare şi de marne grezo-calcaroase (*a*), (*b*) urmează :

(*c*) gresii calcaroase gălbui-vineţii fosilifere cu urme de viermi tubicoli, avînd diametrul pînă la 2 cm, mulaje de lamelibranhiate indeterminabile, de *Pitar* (*Callista*) *villanovae*, foarte rare exemplare de *Pycnodonte gigantica* etc. (1,75 m) ;

(*d*) banc de gresie calcaroasă dură, galben-limonie cînd este alterată, vineţiu-gălbuie în spărtură proaspătă, cu mulaje de fosile, chelicere de crabi, *Balanus concavus concavus* etc. (0,15 m) ;

(*e*) banc grezo-calcaros cu moluşte sub formă de mulaje, dar şi cu scutele, ca exemplare rare ; acesta este primul nivel cu *Scutella subtrigona* din cadrul stratelor de Hoia (0,60 m) ;

(*f*) un nivel de gresii calcaro-marnoase vineţii-verzui cu foarte frecvente briozoare şi *Nummulites fabianii*, mai rar fragmente de cochilii de *Chlamys*, de cardiacee, ostrei de talie mică etc. (0,80 m) ;

(*g*) nivel grezo-calcaros ; este al doilea nivel cu *Scutella subtrigona* ; el cuprinde o gresie calcaroasă dură, în care se observă mulaje de moluşte, urme de viermi tubicoli etc. (0,75 m) ;

(*h*) gresii calcaro-marnoase vineţii-verzui cu multe exemplare de *Nummulites fabianii* şi briozoare (1,00 m) ; mai sus, succesiunea nu se mai poate observa, terenul fiind acoperit ; doar cîteva blocuri rulate de calcare şi gresii stau gata oricînd să se prăbuşească în firul apei.

Depozitele grezo-calcaroase cu numuliţi şi briozoare menţionate demonstrează din plin faptul că ele reprezintă un echivalent stratigrafic

al stratelor de Hoia. Dacă unul din nivelele cu *Scutella* de mai sus ar fi fost echivalent cu nivelul superior cu *Scutella subtrigona* din cadrul stratelor de Mera, ar fi însemnat ca sub el să întîlnim nivelul cu *Ampullinopsis crassatina* şi mulaje de cardiacee [2], cu care încep de fapt stratele de Mera *sensu stricto*. Or, acest nivel pe valea Seaca nu se observă. Pe de altă parte, cele două nivele cu *Scutella* de pe valea Seaca se pot identifica şi la Mera [3]; ele se găsesc într-o poziţie inferioară nivelului cu *Scutella subtrigona*, care încheie succesiunea stratelor de Mera *sensu* Koch. Şi la Mera acestea conţin corali solitari, briozoare, numuliţi etc.

Merită o atenţie deosebită şi profilul din versantul stîng al văii Seaca. În partea estică a drumului Cluj—Coruş se observă, pe o grosime de 3,00—3,50, m gresii gălbui friabile, lipsite de o stratificaţie evidentă şi fisurate. Au mai degrabă aspectul unui nisip obişnuit, puţin cimentat, în care se întîlnesc forme rare de ostrei mici şi briozoare, mulaje de cardiacee, rare incluziuni de marne vineţii, cu diametrul pînă la 1,5 cm. Liniile de fisuraţie, numeroase şi cu direcţii variate, sînt scoase în evidenţă de existenţa unui praf albicios, care le însoţeşte. Gresia este alcătuită din particule de cuarţ şi mice şi aparţine stratelor de Hoia. Peste aceasta se aşterne un calcar grezos, fărîmicios, cu corali solitari, urme tubicole de viermi, chelicere de crabi, rare briozoare etc. Acest nivel calcaros are o grosime de 0,75—1,00 m. Mai sus terenul este acoperit, dar se pare că depozite asemănătoare mai urmează pe circa 2,00—3,00 m grosime.

O apariţie interesantă de calcar coraligen se găseşte situată în versantul drept al văii Someşului Mic lîngă pădurea Mănăştur. Aici, la partea superioară a unei scobituri pe care apa de şiroire a făcut-o în marnele cu briozoare, se observă pe o grosime destul de mică (0,15 — 0,25 m) un calcar brecios de culoare albicioasă, foarte fosilifer, ce se dezagregă destul de uşor. El conţine corali, rodoficee (?), numuliţi mici reticulaţi, foraminifere, fragmente de cochilii de lamelibranhiate etc. şi a fost menţionat pentru prima dată de A. Koch (8).

Stratele de Hoia din regiunea studiată sînt foarte fosilifere. Cei mai frecvenţi sînt : numuliţii, coralii, briozoarele şi exemplarele de *Balanus concavus*. Dintre moluşte, A. Koch ((8), p. 325) menţionează un număr de 46 de specii. Noi am identificat următoarele forme fosile : *Bonellitia evulsa* (Sol.), *Cancellaria* aff. *ringens* Sandb., *Globularia auriculata* (Grat.), *Ampullinopsis crassatina* (Lmk.), *Euspira achatensis* (Récluz), *Euspira* sp., *Diastoma costellatum elongatum* (Brongniart), *Bayania stygii* (Brongniart), *Turritella granulosa* Desh., *Pirenella plicata monilifera* (Desh.) *Cerithium* sp., *Bittium* sp., *Sabronia asmodei* (Brongniart), *Cardium ano-*

---

[2] Nivelul cu *Ampullinopsis crassatina* are o dezvoltare regională importantă. Noi l-am urmărit pe toată distanţa dintre Mera şi Huedin, precum şi în versantul stîng al văii Agrijului pînă la Ciumîrna — Stîna. N. Mészáros şi colab. ((12), p. 45) menţionează prezenţa formelor mari de *A. crassatina* în stratele de Mera din regiunea Baba, mult mai spre nord-est de Jibou.

[3] Cele două nivele cu *Scutella subtrigona*, care se dezvoltă în cadrul echivalentului stratigrafic al stratelor de Hoia din profilul de pe valea Berecoaia, le-am denumit după frecvenţa în fosile : nivelul inferior cu *Scutella subtrigona* şi nivelul cu *Tympanotonos* (*Tympanotonos*) *labyrinthum* ((14), p. 214).

malum Math., *Laevicardium tenuisulcatum* (Nyst), *Lucina* sp., L. cf. *heberti* Desh., *Panope heberti* Bosq., *Cordiopsis splendida* (Mér.), *Chama exogyra* Braun, *Pycnodonte gigantica* (Sol.), *Crassostrea cyathula* (Lmk.), *Ostrea flabellulaeformis* Schaur.

Stratele de Mera. În regiunea cercetată, stratele de Mera apar numai pe Dealul Hoia. Ele sînt reprezentate prin unul sau două bancuri calcaro-grezoase fosilifere, îmbrăcînd aspectul cunoscut al stratelor de Mera de pe valea Berecoaia.

În versantul stîng al văii Someşului Mic, acestea se pot urmări din apropiere de punctul La Ruptura Turcului pînă la 400 m de vîrful Hoia, fiind acoperite de nivelul bazal al complexului tufului de Dej. Succesiunea cea mai completă a fost observată în apropiere de aflorimentul cu calcar de Hoia, în partea sudică a drumului dealului Hoia—Cluj.

Aici, peste marnele cu briozoare urmează, pe o grosime de 2,00 — 2,50 m, nisipuri galben-verzui, în care am deosebit fragmente de *Chlamys* (fig. 3, *II*: *2a*) [4]. Peste nisipuri urmează două bancuri de gresii calcaroase fosiliere, ce totalizează 1,00 — 1,20 m grosime (*II* : *3a*). Acestea au aspectul stratelor de Mera, ca pe valea Berecoaia, şi conţin exemplare de *Bayania stygii*, *Turritella granulosa*, *Pirenella plicata monilifera*, *Callista villanovae* etc. Stratele de Mera de pe Dealul Hoia suportă argila roşie a stratelor de Ticu inferioare.

Dacă în versantul stîng al văii Someşului Mic prezenţa stratelor de Mera este clară, în schimb în versantul drept al văii Nadăşului acestea nu se mai observă. În mod logic ar trebui să apară şi în această regiune. Cîteva fragmente de gresii pe care le-am observat aici nu sînt concludente. Totuşi le-am trasat pe schiţa geologică (fig. 1), ghidîndu-ne după *Harta geologică a regiunii Săvădisla—Floreşti—Cluj*, întocmită de Emilia Saulea (16).

Stratele de Ticu inferioare. În regiunea studiată, acestea ocupă cele mai mari suprafeţe. Cel puţin între Tăietura Turcului (= La Ruptura Turcului) şi Dealul Cetăţii au o frumoasă dezvoltare. Sînt constituite predominant din argile roşietice, în care la Ruptura Turcului se intercalează lentile de nisipuri slab cimentate, care formează şi obiectul unor exploatări cu caracter local. Depozite asemănătoare am observat şi în Dealul Coasta cea Mare sub apariţiile de gresii de Cetate.

O bandă subţire de argilă roşiatică se poate urmări pe valea Seaca. Pretutindeni în versantul drept al acestei văi, peste depozitele aparţinînd stratelor de Hoia sau uneori marnelor cu briozoare, se observă nivele de pietrişuri rulate, slab cimentate, în alternanţă cu argile roşietice, cel mai adesea dispuse haotic datorită frecventelor alunecări de teren din această zonă. Elementele rulate şi semirulate ale microconglomeratelor constituite din cuarţ alb, vişiniu şi fragmente de calcare marnoase provin probabil din conglomeratul de la baza nivelului cu globigerine al complexului tufului de Dej, care se individualizează ceva mai în amonte, pe acelaşi versant.

---

[4] Ne-am exprimat mai sus părerea că acestea ar putea reprezenta un echivalent al stratelor de Hoia.

C. CHATTIAN-ACVITANIANUL

Stratele de Ticu superioare. Aceste depozite erau scoase la zi pe o porțiune destul de îngustă în Dealul Cetății între argila roșietică și stratele de Cetate. Constituite dintr-un nivel de marne calcaroase, albăstrui-vineții, cu planorbide mari, de 2,25 — 2,50 m și apoi dintr-un banc calcaros cochilifer, dur, cu *Polymesoda convexa* și *Lentidium triangulum* (0,40 — 0,60 m), stratele de Ticu superioare (= orizontul marno-șistos fosilifer) (13) sînt acoperite astăzi datorită amenajărilor făcute de om pe această porțiune de teren. Cîteva fragmente de gresii cu *Polymesoda convexa* și *Lentidium triangulum* am observat și pe Dealul Coasta cea Mare în versantul drept al văii Someșului Mic (mai exact în cursul superior al Văii Popii, afluent pe dreapta al acesteea).

Stratele de Cetate. Apar în două puncte, și anume pe Dealul Cetate, unde au fost descrise pentru prima dată de Fr. Hauer și G. Stache (1) și pe Dealul Coasta cea Mare. Sînt depozite slab salmastre, cu stratificație încrucișată, cuprinzînd gresii friabile grosiere, uneori microconglomeratice, în care sînt localizate lentile cu lumașele de *Lentidium helmerseni* și *L. triangulum.* Au o grosime ce variază între 20 și 25 m.

În Dealul Coasta cea Mare, ele suportă direct stratele de Coruș burdigaliene. Din stratele de Cetate am identificat următoarele forme fosile : *Theodoxus* sp., *Hippeutis* (*Menetus*) aff. *hemistoma* (Sow.), *Pseudamnicola* sp., *Stenothyrella lubricella* (Sandb.), *Stenothyra pupa* (Nyst), *Littorinella obtusa* Sandb., *Melanopsis impressa hantkeni Hofmann, Unio* sp., *Lentidium helmerseni Mikh., L. triangulum* (Nyst), *Laevicardium tenuisulcatum* (Nyst), *Congeria basteroti* (Desh.), *C. tenuissima* Moisescu, *Polymesoda convexa* (Brongniart), *P. convexa simetrica* (Mészáros) etc.

N. Mészáros ((11), p. 71—73) mai menționează : *P.* (*Polymesoda*) *convexa kochi* (Mészáros), *P.* (*Polymesoda*) *brongniarti* (Basterot), *P.* (*Polymesoda*) *brongniarti costulata* (Cossm. et Peyr.), *P.* (*Polymesoda*) *brongniarti ovalina* (Mészáros).

Atît deasupra stratelor de Cetate din colțul sudic al aflorimentului de la dealul Cetate, cît și deasupra apariției din Dealul Hoia se întîlnesc gresii gălbui friabile, pe o grosime destul de mică. Aceste psamite ar putea reprezenta un echivalent al părții bazale a stratelor de Zimbor (?).

D. BURDIGALIANUL

Stratele de Coruș. În perimetrul cercetat, stratele de Coruș nu apar. Ele se dezvoltă foarte bine în versantul drept al văii Someșului, în Dealul Coasta cea Mare, și sînt reprezentate prin gresii și nisipuri cu pecteni mari.

Pe *Harta geologică a regiunii Săvădisla — Florești — Cluj,* Emilia Saulea (16) figurează strate de Coruș și pe Dealul Hoia, în jurul peticului de tuf dacitic. De asemenea, Gr. Răileanu (15) le figurează pe harta geologică a regiunii „de la nord și nord-est de Cluj" (p. 138). În realitate, nu este vorba de stratele de Coruș, ci de nivelul bazal al comple-

xului tufului de Dej, dovedit prin analize micropaleontologice [5]. Stratele de Coruş constituie primul orizont cu caracter trangresiv. În regiunea din imediata vecinătate a oraşului Cluj, ca şi în regiunile adiacente, raporturile stratelor de Coruş cu alte depozite sînt redate în figura 4.

În mod normal, ele urmează peste stratele de Sînmihai. Acest raport de continuitate (cel puţin aparentă) se observă în toată regiunea de la nord-vest de Sînpaul—Topa Mică, dar stau şi pe depozite mai vechi. Astfel, pe valea Berecoaia, o apariţie de gresie pe alocuri cu fragmente de cochilii de *Chlamys gigas* (Schloth.), de circa 1,00 — 1,50 m grosime, stă pe stratele de Zimbor. Separarea acesteia de stratele subiacente, cînd sînt lipsite de fosile, este extrem de anevoioasă, deoarece se aseamănă aproape pînă la identitate din punct de vedere litologic. Pe Dealul Coasta cea Mare, stratele de Coruş sînt suportate de gresia de Cetate, iar lîngă pădurea Mănăştur, deşi nu se observă clar, se pare că aceleaşi depozite stau pe argila roşie a stratelor de Ticu inferioare.

E. TORTONIANUL

Complexul tufului de Dej. Este reprezentat în regiune prin toţi termenii săi, şi anume : a) nivelul bazal sau nivelul cu globigerine ; b) nivelul tufului de Dej propriu-zis şi c) nivelul superior.

a) *Nivelul bazal.* Dat fiind caracterul mult mai puternic transgresiv al acestui nivel, comparativ cu stratele de Coruş, în regiunea cercetată el nu este suportat de stratele de Chechiş—Hida. De altfel, nici nu se întîlnesc astfel de depozite (strate de Chechiş—Hida) în vecinătatea oraşului Cluj. Stratele de Coruş sînt caracterizate în mod pregnant prin depozite psefitice, grosiere. Deşi mai puternic transgresiv, nivelul bazal în regiunea cercetată nu are psefite de asemenea proporţii. Cu multă atenţie se poate constata că în baza nivelului cu globigerine există un depozit microconglomeratic, grezos, grezo-marnos sau nisipo-marnos, destul de subţire, care marchează transgresiunea.

În regiunea Cluj—Mera, nivelul grosier este vizibil pe valea Cipcheş (= Dantelata) de lîngă Suceag, în exteriorul perimetrului cercetat. În vecinătatea oraşului Cluj, acesta se poate observa în apropiere de drumul ce trece din valea Seaca spre Baciu. În versantul drept al văii amintite mai sus, se individualizează un nivel de gresie microconglomeratică, slab calcaroasă, de circa 0,50 — 0,60 m, în care se disting foarte mulţi numuliţi mici, briozoare, fragmente de cochilii de *Chlamys* etc. Din punct de vedere litologic, gresia este constituită din elemente rulate de cuarţ alb, vineţiu, vişiniu, de calcare marnoase etc. Pe porţiunea urmărită, acest nivel este destul de constant. În alte regiuni nu se observă, locul lui fiind luat de marne nisipoase. Aşa apare pe Dealul Hoia, pe valea Pleşca (= Pleşa) şi la Dealul Coasta cea Mare.

Nivelul bazal al complexului tufului de Dej cuprinde o întreagă gamă de marne, de la marne propriu-zise la marne nisipoase, uneori slab calcaroase, alteori slab argiloase, cu globigerine, de culoare vineţie-albiciosă, avînd o grosime de 20—25 m, pe alocuri mai subţiri.

---

[5] Efectuate de Gh. Popescu.

În regiunea cercetată, el stă mai ales pe argila roşie a stratelor de Ticu inferioare şi pe marnele cu briozoare. În figura 4 se pot observa termenii mai vechi, peste care transgredează acest nivel. Exceptînd stratele de Sînmihai şi de Ticu superioare, care se pare că nu suportă astfel de depozite, ceilalţi termeni ai miocenului inferior, oligocenului şi, parţial, eocenului vin în contact direct cu marnele nivelului bazal al complexului tufului de Dej.

b) Nivelul tufului de Dej propriu-zis. Urmează peste nivelul cu globigerine. El se poate observa pe Dealul Hoia, în pădurea Mănăştur, pe valea Pleşca şi la Dealul Coasta cea Mare. În Dealul Hoia, tufurile albicioase-vineţii gelive, avînd o grosime de peste 8 m, sînt stratificate în bancuri pînă la 0,50 m. În pădurea Mănăştur, grosimea pachetului de tufuri este mult mai mare, atingînd şi 30 m.

c) Nivelul superior este constituit din nisipuri, gresii şi marne. Apare pe valea Seaca, în pădurea Mănăştur şi în Dealul Hoia.

GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER UMGEBUNG VON CLUJ

ZUSAMMENFASSUNG

In der Umgebung von Cluj treten Ablagerungen auf, die sowohl dem Eozän, dem Oligozän, als auch dem Miozän zugeschrieben werden. Das Eozän ist vorwiegend durch Cluj-Schichten, *Nummulites fabiani*-Mergeln und Bryozoen-Mergeln vertreten.

Das Oligozän umfaßt die Hoia-, die Mera- und die Unteren Ticu-Schichten (Stamp s.s. = Rupel). Bezüglich der Hoia-Schichten bestanden in der letzten Zeit verschiedene Meinungen darüber, ob sie einen beständigen Horizont oder nur eine Lokalfazies der Mera-Schichten darstellen.

Unsere Untersuchungen bestätigten die Meinung, daß die Hoia-Schichten einen beständigen Horizont, ähnlich der Mera-Schichten darstellen. Dafür bringen wir folgende Beweise : a) der Korallen und Nummuliten führende Hoia-Kalk liegt unmittelbar über dem Bryozoen-Mergeln-Komplex ; b) ähnliche wie die vom Hoia-Berg bekannte Korallen-Schichten sind nur in der Basis der Mera-Schichten bei Hodiş im Peşterii-Tal, sowie in den Tälern Trăznea, Ciumîrna und auch in einem nördlichen, von A. Rusu (1967, S. 437) untersuchten Gebiet, vorhanden.

Anderseits befinden sich häufig von Cluj bis Huedin, zwischen den Bryozoen-Mergeln und den Mera-Schichten, sandige, lithologisch abweichende Ablagerungen die den Hoia-Schichten eigene Fossilien führen : z. B. einzelne Korallen, *Chlamys*, *Balanus concavus*, *Nummulites fabiani* usw. Überzeugend wirken diesbezüglich die Aufschlüsse der Täler Seaca, Berecoaia, Poienii sowie diejenigen des östlichen Abhangs des Acastăilor-(Şard-)Berges, der Umgebung von Tetiş und aus dem linken Ufer des Agrijului Tales.

Das Oligozän-Miozän ist durch die Oberen-Ticu-, Cetate- und Zimbor-Schichten (Katt-Aquitan) vertreten. Das Torton umfaßt den Dej-Tuff-Komplex.

Die Coruş-Schichten treten in dem untersuchten Gebiete nicht auf. Sie befinden sich nur in benachbarten Gegenden. Sowohl die Coruş-Schich-

ten als auch das unterste Niveau des Dej-Tuff-Komplexes weisen einen transgressiven Charakter auf (Abb. 4).

Am Hoia-Berg liegen über den Unteren-Ticu- und den Mera-Schichten sowie über den Bryozoen-Mergeln, der Dej-Tuff-Komplex und nicht die burdigalischen Coruş-Schichten, wie von einigen Forschern früher behauptet wurde.

BIBLIOGRAFIE

1. Hauer Fr. şi Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.
2. Hofmann K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates während der im Sommer Campagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen*, Földt. Közl., Budapesta, **IX.**
3. — (1881), *Bericht über die im nordwestsiebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen*, Földt. Közl., Budapesta, **XI.**
4. — (1887), *Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschließnde Tertiärland*, Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1885, Budapesta.
5. Koch A. (1874), *Adatok Kolozsvár vidéke földtani képzödményeinek pontosabb ismeretéhez* (Date cu privire la cunoaşterea mai exactă a formaţiunilor geologice din împrejurimile Clujului), Földt. Közl., Budapesta, **IV.**
6. — (1884), *Bericht über die im Klausenburger Randgebiete im Sommer 1883 ausgeführte geologische Spezialaufnahme*, Földt. Közl., Budapesta, **XIV.**
7. — (1888), *Bericht über die in dem südlich von Klausenburg gelegenen Gebiete im Sommer d. J. 1886 durchgeführte geologische Detail-Aufnahme*, Separatabdruck a. d. Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1886, Budapesta.
8. — (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Paläogene Abt.*, Mitth. a. d. Jahresb. d. k. ung. geol. Anst., Budapesta, **X.**
9. — (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile, II. Theil. Neogene Abt.*, Budapesta.
10. Mészáros N. (1957), *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.
11. — (1959), *Cirenele din stratele de Cetate de la Cluj*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, seria a II-a, geol.-geogr.
12. Mészáros N., Georgescu C. şi Roiban M. (1967), *Eocenul şi baza oligocenului în regiunea Ileanda Mare—Poiana Blenchii*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, seria geol.-geogr., *1.*
13. Moisescu V. (1963), *Contribuţii la cunoaşterea faunei de moluşte oligocene din regiunea Ticu—Tămaşa (bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., **VIII,** *2.*
14. Moisescu V. şi Popescu Gh. (1967), *Studiul stratigrafic al formaţiunilor paleogene şi miocene din regiunea Chinteni—Baciu—Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XII,** *1.*
15. Răileanu Gr. (1955), *Cercetări geologice în regiunea Cluj—Apahida—Sic*, Dări de seamă, Com. geol., **XXXIX** (1951—1952).
16. Răileanu Gr. şi Saulea Emilia (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., **XXIX.**
17. Rusu A. (1967), *Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, Dări de seamă, Com. geol., **LIII** (1965—1966), partea I.

Primit în redacţie la 4 noiembrie 1967

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei
Republicii Socialiste România, Bucureşti

ASUPRA PREZENȚEI TORTONIANULUI SUPERIOR ÎN CULOARUL BISTREI, PE VALEA MARE (BANAT)

DE

AL. DINCĂ și MAGDALENA RADU

55(05)

Regiunea la care se referă lucrarea de față se situează în bazinul neogen al Caransebeșului, pe partea stîngă a văii Bistrei, la est de orașul Oțelul Roșu. Regiunea este cunoscută și sub numele de culoarul Bistrei.

Literatura geologică referitoare la această zonă este săracă și se ocupă îndeosebi de formațiunile cristaline, depozitele sedimentare fiind tratate numai tangențial.

Fr. Schafarzik (4) este singurul care a făcut o apreciere asupra vîrstei depozitelor nisipoase-marnoase din zona Bouțari, pe care le paralelizează cu cele litologic asemănătoare, dar fosilifere (mediteranean II), de la sud de Sarmizegetusa (Bazinul Hațeg). El nu aduce însă alte argumente în afara analogiei litologice.

În cercetările efectuate în perioada 1961—1963, pe rama de sud a Bazinului Rusca Montană, unul dintre autori[1] a avut ocazia să întîlnească pe Valea Mare, la limita estică a localității Valea Bistra, un afloriment de gresii și marne foarte bogate în macro- și microfaună tortoniană.

Pornind din sat, din șoseaua națională, pe Valea Mare, pînă la podul de cale ferată se întîlnesc sporadic depozite tufogene, pe care le atribuim danian-paleocenului. Acesta este bine deschis în patul văii, sub podul C.F.R., observîndu-se o alternanță de gresii tufogene, verzui-cenușii și albicioase, cu cîteva intercalații de tufite și argile tufogene verzui și roșcate, iar la partea superioară aglomerate vulcanice (fig. 1).

---

[1] Dincă Al., *Raport geologic. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (sectorul Varnița — Oțelul Roșu)*, 1961, Arh. Com. geol.; Dincă Al., Georgescu D. și Georgescu L., *Raport geologic, Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană*, 1963, Arh. Com. geol.

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 505—509, București, 1968

Peste depozitele tufogene se dispun discordant gresii cenuşii-gălbui, alterate, foarte friabile, micafere, cu mulaje de gasteropode şi de lamelibranhiate, ca :

Conus (*Conuspira*) cf. *dujardini* Desh.
Turritella sp.
Corbula sp.

Aceste gresii, cu mulaje de fosile, trec treptat la marne cenuşii, fine, care conţin o faună destul de bogată, reprezentată prin (pl. I şi II) :

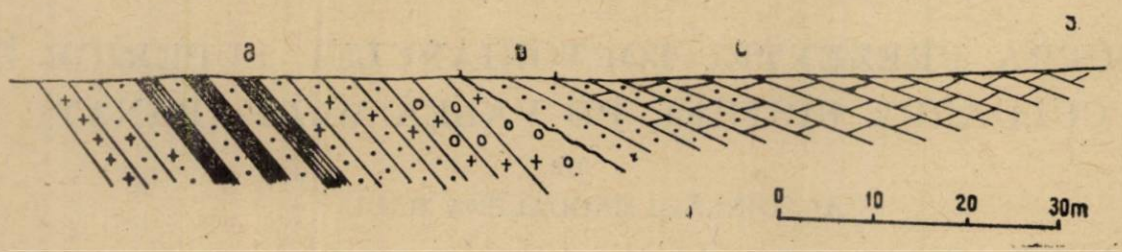


Fig. 1. — Schiţa aflorimentului de pe Valea Mare (podul C.F.R.).

a, Depozite tufogene cenuşii-verzui (danian-paleocen); *b*, gresii cenuşii-gălbui cu mulaje de fosile (tortonian); *c*, marne cenuşii, bogat fosilifere (tortonian).

Lithothamnium sp.
briozoare nedeterminabile
Anadara (*Anadara*) *diluvii* Lamk.
Barbatia sp.
Amussium cristatum badense Font.
Amussium sp.
Chlamys sp.
Ostrea (*Ostrea*) *digitalina* Dub.
Loripes sp.
Cardium sp.
Ventricola (*Ventricola*) *multilamella* Lamk.
Venus sp.
Corbula (*Corbula*) aff. *revoluta* Brocc.
Corbula (*Varicorbula*) *gibba* Olivi
Astrea (*Bolma*) sp.
Turbonilla (*Turbonilla*) *spiculum* Eichw.
Rissoina sp.$_1$
Rissoina sp.$_2$
Cerithium sp.
Bittium (*Bittium*) *spina* (Partsch)
Turritella (*Zaria*) *subangulata* (Brocc.)
Turritella (*Haustator*) *badensis* Sacco
Lunatia catena helicina (Brocc.)
Hinia (*Uzita*) aff. *restitutiana* (Font.)
Hinia (*Uzita*) *lineata* (Chemn.)
Ringicula (*Ringiculella*) *auriculata buccinea* (Brocc.)
Dentalium sp.
Fustiaria jani (Hoern.)
Cadulus (*Gadilla*) *gadus* Montagu
radiole de echinide
fragmente de otolite

Asociaţia faunistică citată caracterizează tortonianul superior. Din acest orizont s-au recoltat probe pentru analize micropaleontologice, care au indicat o microfaună foarte bogată cantitativ şi calitativ. Astfel se citează :

Dorothia bulleta (Carsey)
Glomospira gordialis (Jones şi Parker)
Martinotiella communis (d'Orb.)
Spiroplectamina carinata (d'Orb.)
Textularia albatrosi Cush.
Textularia bermudezi Cush. şi Tood
Textularia flintii Cush. var. *curta* Cush.
Quinqueloculina seminulum (Linné)
Spiroloculina tenuis (Czjzek)
Triloculina oblonga (Montagu)
Dentalina annulata (Reuss)
Glandulina laevigata d'Orb.
Lagena crenata Parker şi Jones
Marginulina subaculeata (Cush.)
Marginulina sp.
Nodosaria pyrula d'Orb.
Nodosaria hirsuta d'Orb.
Ellipsonodosaria nuttali Cush. şi Jarvis
Ellipsonodosaria nuttali Cush. şi Jarvis var. *gracilina* Cush. şi Jarvis
Robulus alato-limbatus (Gümbel)
Robulus inornatus (d'Orb.)
Saracenaria arcuata d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina triloba Reuss
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Orbulina universa d'Orb.
Bulimina elongata d'Orb. var. *subulata* Cush. şi Parker
Bulimina elongata d'Orb. var. *elongata* d'Orb.
Bulimina inflata Sequenza
Bulimina ovata d'Orb.
Bulimina pupoides d'Orb.
Bulimina pyrula d'Orb.
Bulimina striata d'Orb.
Ceratobulimina contraria Reuss
Reussella spinulosa (Reuss)
Virgulina schreibersiana Czjzek
Amphystegina lessonii d'Orb.
Allomorphina macrostoma Karrer
Cassidulina laevigata d'Orb.
Discorbis saulcii (d'Orb.)
Elphydium fichtellianum (d'Orb.)
Elphydium macellum (Fichtel şi Moll)
Eponides cocoaensis Cush.
Eponides umbonatus (Reuss)

Gyroidina girardana (Reuss)
Höglundina elegans (d'Orb.)
Nonion commune (d'Orb.)
Nonion boneanus (d'Orb.)
Nonion granosum (d'Orb.)
Nonion pompilioides (Fichtel şi Moll)
Astrononion novozealandicus Cush. şi Edward
Pullenia bulloides d'Orb.
Pullenia quinqueloba Reuss
Siphonina reticulata (Czjzek)
Cibicides lobatulus (Walk. şi Jac.)
Cibicides mexicanus (Nuttal)
Cibicides pseudoungerianus Cush.
Cibicides refulgens (Montfort)
Socenia politioanei Jek.
Spaniodontella intermedia (Andrussow)
Xestoleberis durantia Baird
Cyteroma gigantea Méhes
Cyteropteron sp.
Cytereis sp.

Asociaţia de foraminifere calcaroase menţionată mai sus, dar mai ales speciile *Cibicides mexicanus*, *C. pseudoungerianus*, *C. lobatulus*, *C. refulgens*, *Pullenia bulloides*, *Nonion commune*, *N. pompilioides*, *N. granosum*, *Höglundina elegans*, *Bulimina elegans*, *B. pyrula*, *B. inflata*, *Gyroidina girardana*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides conglobatus*, *Siphonina reticulata* etc., este caracteristică pentru tortonianul superior — zona micropaleontologică T_2.

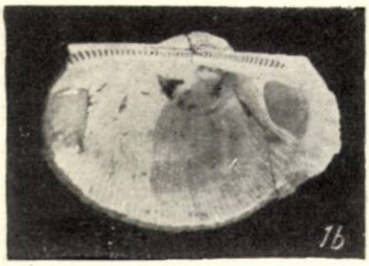
Depozite marnoase cu faună asemănătoare celei citate de noi au fost întîlnite şi în partea estică, în zona Porţile de Fier — Sarmizegetusa (bazinul Haţeg), de către Fr. Schafarzik (4) şi de curînd de către Maria Mărgărit şi Gh. Mărgărit (2). Aceasta înseamnă că în timpul tortonianului superior Bazinul Caransebeşului comunica cu Bazinul Haţegului, iar faciesul predominant a fost cel marnos.

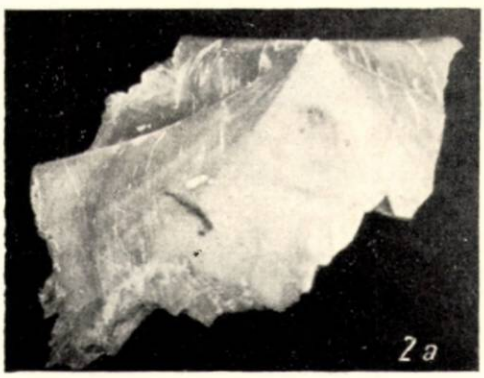
În concluzie, putem preciza că peste depozitele tufogene ale danian — paleocenului, care aparţin Bazinului Rusca Montană, se dispun gresii friabile cenuşii-gălbui şi marne cenuşii, cu un conţinut bogat de macrofaună şi microfaună, ce caracterizează tortonianul superior. Acesta este acoperit, la rîndul său, transgresiv, de roci mai noi, panoniene, care ocupă o arie mult mai mare.

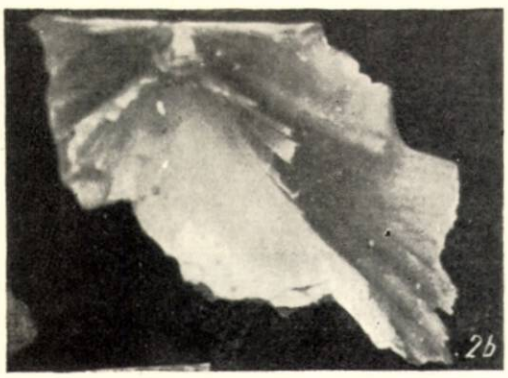
SUR LA PRÉSENCE DU TORTONIEN SUPÉRIEUR DANS LE COULOIR DE LA BISTRA À VALEA MARE (BANAT)

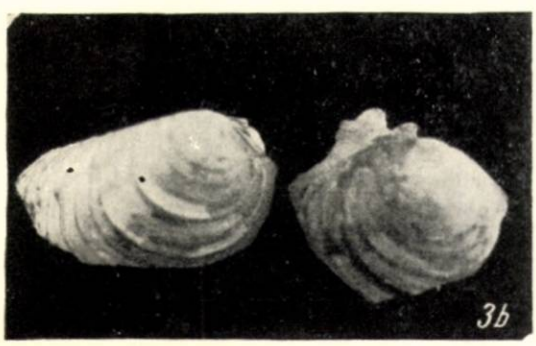
RÉSUMÉ

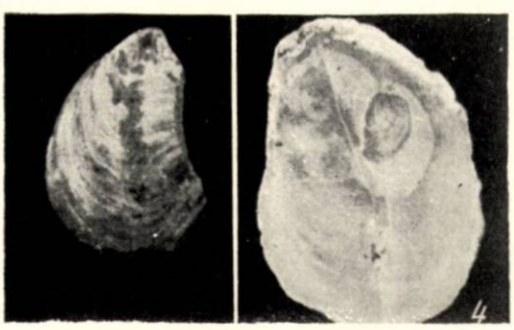
Les auteurs signalent, pour la première fois, la présence du Tortonien supérieur dans la partie est du bassin de Caransebeş (le couloir de la Valea Bistra). Il est représenté par des grès friables, gris jaunâ-











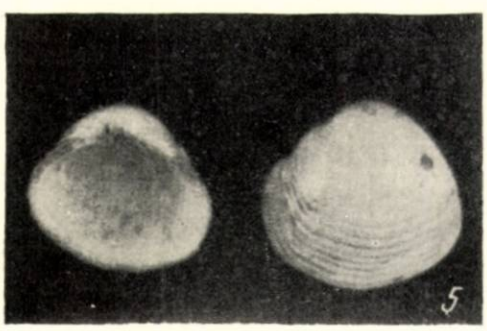
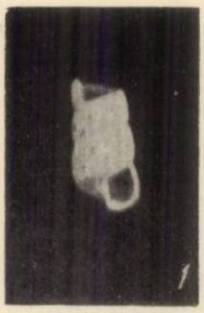
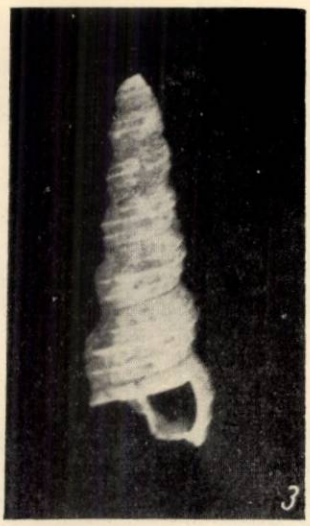
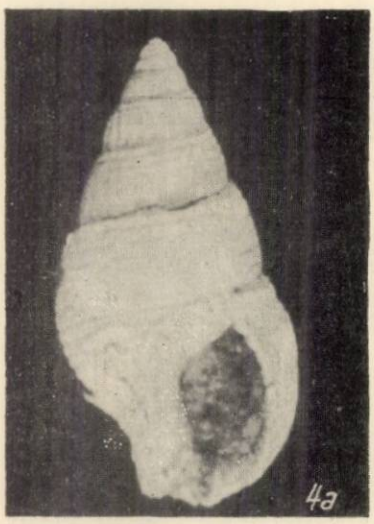
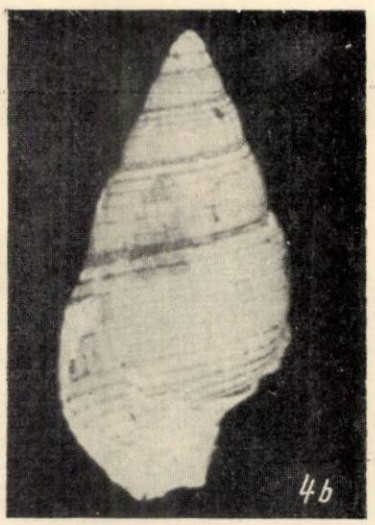


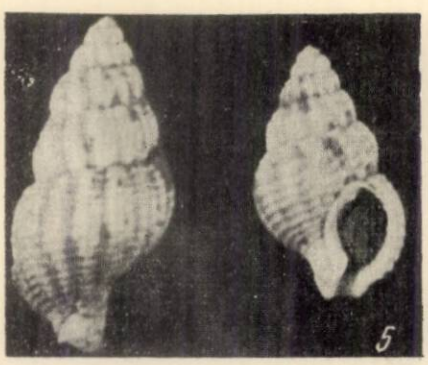
Fig. 1, *a* și *b*. — *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* Lam. (×1,5) (extern și intern).
Fig. 2, *a* și *b*. — *Amussium cristatum badense* Font. (×1,5) (extern și intern).
Fig. 3, *a* și *b*. — *Ventricola* (*Ventricola*) *multilamella* Lam. (×1,5) (extern și intern).
Fig. 4. — *Ostrea* (*Ostrea*) *digitalina* Dub. (×2).
Fig. 5. — *Corbula* (*Corbula*) *gibba* Olivi (×4).

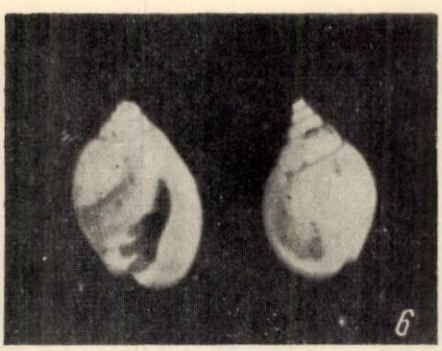












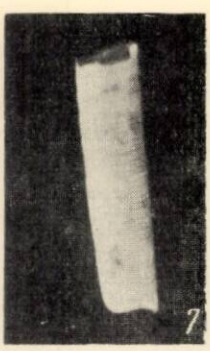


Fig. 1. — *Turbonilla* (*Turbonilla*) *spiculum* Eichw. (×4).
Fig. 2. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata* (Brocc.) (×4).
Fig. 3. — *Turritella* (*Haustator*) *badensis* Sacco (×4).
Fig. 4, *a* și *b*. — *Hinia* (*Uzita*) aff. *restitutiana* (Font.) (×4).
Fig. 5. — *Hinia* (*Uzita*) *lineata* (Chemn.) (×4).
Fig. 6. — *Ringicula* (*Ringiculella*) *auriculata* (Brocc.) (×4).
Fig. 7. — *Fustiaria jani* (Hoern.) (×4).

tre, à la base, et par des marnes grises avec une riche macro- et microfaune caractéristique.

Ce Tortonien, découvert dans la Valea Mare, se place transgressivement sur les dépôts de tuffeaux du Danien-Paléocène et est surmonté de manière discordante par les sédiments du Panonien.

BIBLIOGRAFIE

1. Loczy L. (1882), *Geologische Übersichtskarte des westlichen Teiles der Umgebung des Pojana Ruszka-Gebirges*, Mitt. a. d. Jahresb. d. k. ung. geol. Anst., Budapesta, **VIII.**
2. Mărgărit Maria şi Mărgărit Gh. (1962), *Asupra tortonianului de la Sarmizegetusa — Zăicani (Bazinul Haţegului)*, Com. Acad. R.P.R., **XII**, 8.
3. Nopcsa Fr., jr. (1905), *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvar, Deva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze*, Mitt. a. d. Jahresb. d. k. ung. geol. Anst., Budapesta, **XIV.**
4. Schafarzik Fr. (1901), *Die geologischen Verhältnisse der südlichen Umgebung von Bukova und Várhely*, Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1889, Budapesta.

Primit în redacţie la 1 februarie 1967

Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, Bucureşti.
Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRATELOR DE HOIA DIN REGIUNEA JIBOU

DE

ANATOL RUSU

55(05)

Stratele de Hoia au fost urmărite de noi în sectorul nord-vestic al Bazinului Transilvaniei, cuprins între localitățile Treznea și Bizușa (circa 50 km lungime). Pe o întindere apreciabilă în cadrul acestei regiuni, stratele de Hoia se individualizează clar față de orizonturile subiacente și supraiacente, ușurînd studierea lor și înlăturînd orice dubiu în ceea ce privește poziția lor geometrică.

Este cunoscut faptul că acest orizont a suscitat în ultimul timp discuții atît privind vîrsta, cît și relațiile lui cu alte orizonturi. Unele corelări făcute între calcarul de la locul tip și depozite din alte puncte ale Bazinului Transilvaniei nu corespund situației din teren, ducînd chiar la confuzii. Se impunea o punere la punct, pe care încearcă s-o realizeze lucrarea de față.

Pentru o mai bună înțelegere a problemei redăm succint evoluția cunoștințelor și concepțiilor privind stratele de Hoia.

Fr. Hauer și G. Stache (5) sînt primii geologi care menționează, în 1863, forme fosile aparținînd acestui orizont. Mai tîrziu, A. Koch cercetează aflorimentul din Dealul Hoia, considerînd în 1875 poziția depozitelor de aici identică cu cea a stratelor de Mera (9). Ca urmare a lucrării lui K. Hofmann asupra regiunii Jiboului (6), în care acesta separase sub numele de „sedimente marine inferioare bogate în resturi de moluște" un orizont aparte în baza oligocenului, A. Koch recunoaște și el, în 1880, această poziție pentru ceea ce numise cu doi ani mai înainte „strate de Hoia".

În studiile ulterioare ale acestor autori, precum și în lucrările altor geologi, apărute pînă în anul 1955, stratele de Hoia reprezintă un orizont bine precizat, cu care începe oligocenul. Menționăm doar că I. Ferenczi (4) și I. Mihaltz (13) considerau stratele de Hoia

St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 511–519, București, 1968

transgresive şi pe alocuri în uşoară discordanţă unghiulară peste depozitele eocene, fapt neconfirmat de observaţiile noastre.

Situaţia anormală a stratelor de Hoia la locul tip face ca Gr. Răileanu şi Emilia Saulea (16), (17) să asimileze calcarul coraligen de la Hoia cu stratele de Mera, ca facies recifal local, plasat într-o coloană stratigrafică la partea superioară a acestora ((17), p. 293). Astfel se desfiinţează stratele de Hoia ca orizont, concepţie însuşită într-un fel sau altul de cercetătorii care publică ulterior.

În aceeaşi perioadă, T. Joja (8) vorbeşte despre stratele de Hoia ca facies local, dezvoltat în regiunea studiată de autor doar în jurul localităţii Ciglean. I. Dumitrescu (3) consideră calcarul de Hoia facies al părţii inferioare al stratelor de Mera în regiunea Clujului, corespunzător stratelor de Curtuiuş din nord. Acest punct de vedere este împărtăşit şi de Gh. Bombiţă (2), care stabileşte însă că atît calcarul de Hoia, cît şi echivalentul lor — stratele de Curtuiuş — trebuie considerate priaboniene. În concepţia lui I. Z. Barbu (1), ceea ce a fost separat ca strate de Hoia în regiunea Jiboului nu ar reprezenta decît un facies calcaros la partea superioară a marnelor de Brebi. Recent, V. Moisescu (14) a studiat fauna de echinide din stratele de Hoia şi de Mera, ajungînd la concluzia că aceasta conduce mai degrabă spre eocen.

Menţionăm că unele din cele mai recente lucrări nici nu mai amintesc de existenţa stratelor de Hoia în Bazinul Transilvaniei.

În ceea ce priveşte conţinutul litologic al stratelor de Hoia din împrejurimile Jiboului, confuziile îşi au originea în prima lucrare a lui K. Hofmann (6), care le descrie ca fiind constituite din „bancuri compacte de marne brune, în alternanţă cu marne argiloase mai moi şi argile". Cu toate că în lucrările ulterioare autorul revine, arătînd că e vorba de un pachet de calcare cu corali şi *Lithothamnium* şi la partea superioară cu moluşte, în lucrarea sa de sinteză A. Koch (9) ia în consideraţie, pentru versantul vestic al Meseşului pînă la rîul Someş, prima descriere a lui K. Hofmann.

Cercetînd depozitele oligocene din regiunea Moigrad — Var în anul 1962, am revenit la interpretarea dată de K. Hofmann şi A. Koch, aducînd argumente paleontologice în sprijinul acestei concepţii [1].

Stratele de Hoia, predominant calcaroase, sînt separabile cartografic, o dată cu apariţia marnelor de Brebi, adică începînd de la Ciocmani spre sud-vest. Pretutindeni între Treznea şi Ciocmani, aceste strate stau concordant peste marnele de Brebi şi suportă marnele şi argilele cu cărbuni ale stratelor de Curtuiuş. La est de Ciocmani, stratele de Hoia formează partea terminală a ceea ce I. Dumitrescu a numit „serie calcaroasă" (3).

Pentru a înlătura orice îndoială în ceea ce priveşte poziţia stratelor de Hoia faţă de alte orizonturi, pentru a demonstra dezvoltarea lor continuă pe orizontală şi a uşura urmărirea variaţiilor de facies în regiunea cercetată, vom descrie o serie de profile geologice (fig. 1).

---

[1] A. Rusu, *Raport geologic asupra oligocenului dintre localităţile Moigrad — Var — Gîlgău — Jac*, 1962, Arh. Inst. geol. şi geogr., al Academiei Republicii Socialiste România.

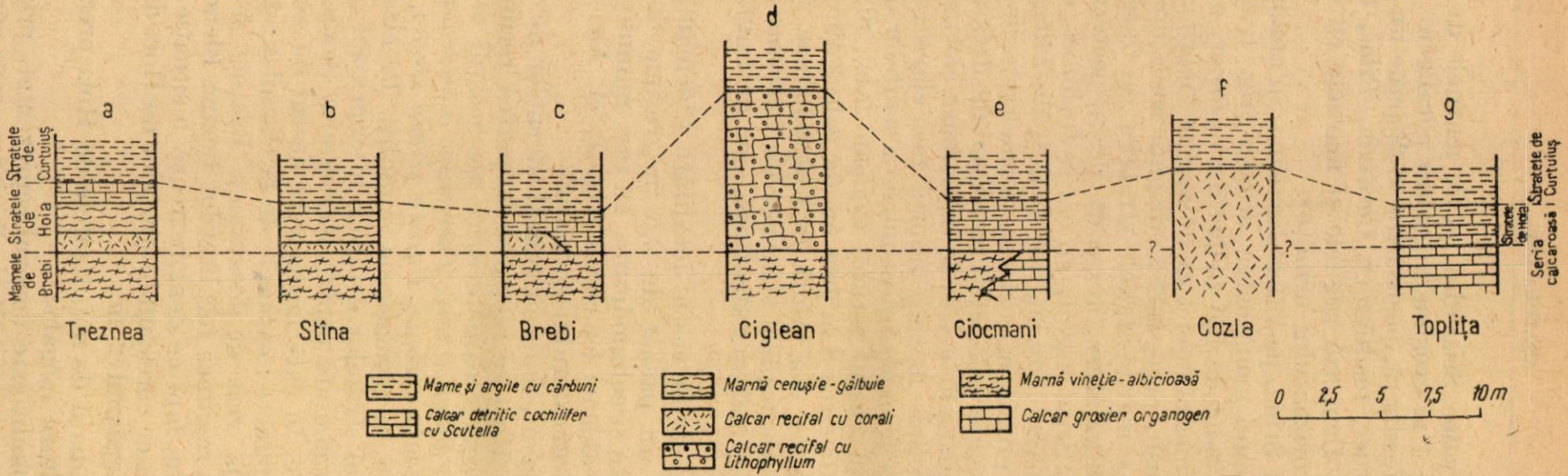


Fig. 1. — Coloane litologice ale stratelor de Hoia între localităţile Treznea şi Topliţa.

La Treznea, pe valea Stiavului, peste marnele de Brebi (fig. 1, *a*) se observă un banc de 1 m grosime de calcar coraligen, 1,5 m marnă cenușie-albicioasă, slab fosiliferă, peste care se dispune un alt banc de 1 m grosime de calcar grosier, fosilifer cu *Cardium*, *Pitar*, *Cyrena*, *Ampullinopsis*, *Turritella* etc. Urmează argilele și marnele cu cărbuni și faună salmastră aparținînd orizontului următor.

La nord de satul Stîna, pe valea Jurteana, în amonte de confluența cu pîrîul Drui se constată următoarea situație (fig. 1, *b*): de la marnele de Brebi se trece la un banc de 0,5 m de calcar grosier, albicios, cu corali, pecteni și numuliți, urmează apoi 1 m de marne vineții albicioase cu foraminifere și marne cenușii, peste care se dispune un al doilea banc calcaros cochilifer, care suportă marno-argilele stratelor de Curtuiuș.

În locul numit Fundătura, la est de Brebi, peste marnele de Brebi repauzează calcare detritice (fig. 1, *c*), foarte fosilifere, cu decapode, gasteropode, lamelibranhiate, echinizi, rare nodule de *Lithophyllum* și numuliți. Din acest punct provin majoritatea formelor fosile colectate de noi, fiind mai bine conservate și relativ mai ușor de detașat din rocă. Eroziunea a îmbucătățit placa de calcar în numeroase blocuri, îngreuind aprecierea grosimii orizontului. Acesta suportă însă clar stratele de Curtuiuș.

Trebuie amintită frumoasa deschidere a stratelor de Hoia în cariera de piatră de var din vestul satului Ciglean. Aici, placînd marnele de Brebi, stă un pachet de circa 8 m grosime de calcar alb-gălbui (fig. 1, *d*), format aproape exclusiv din taluri de *Lithophyllum*. Această placă se afundă spre sud-est sub argilele stratelor de Curtuiuș. Stratele de Hoia au aici dezvoltarea cea mai spectaculoasă, dar nu îmbracă și faciesul cel mai tipic.

Pe cîteva văiugi de la vestul localității Ciocmani, într-o zonă tectonizată, se observă un pachet de 2,5 m grosime de calcare detritice organogene cu moluște și echinoderme, cu rari numuliți și rari noduli de *Lithophyllum*, iar pe alocuri cu corali (fig. 1, *e*). Aici se mai întîlnește substratul marnos al orizontului subiacent.

La est de Ciocmani, unde orizontul marnelor de Brebi se schimbă ca facies, stratele de Hoia se recunosc la partea terminală a seriei calcaroase doar după formele caracteristice ale acestui orizont, dintre care citățm : *Tympanotonos labyrinthum*, *Thericium intradentatum*, *Ampullinopsis crassatinus*, *Babylonia caronis*, *Cyrena sirena sirena*, *Lucina globulosa*, *Scutella subtrigona* etc. în asociație cu numuliți. Precizarea pe bază paleontologică a existenței stratelor de Hoia în cuprinsul „seriei calcaroase" reprezintă de altfel o noutate pentru stratigrafia Bazinului Transilvaniei. Aflorimente expresive, în care fauna este destul de abundentă, se întîlnesc în următoarele puncte : carierele de la Cuciulat ; deasupra localității Topliță (fig. 1, *g*) ; la vest de localitatea Răstoci și la Luminișul. În incursiunile făcute în regiunea localităților Poiana Blenchii și Răzoare am constatat același lucru, fapt ce demonstrează o situație regională.

Grosimea a ceea ce corespunde stratelor de Hoia din „seria calcaroasă" este redusă, nedepășind 2 m.

În regiunea studiată de noi, stratele de Hoia prezintă trei faciesuri heteropice cu dezvoltare inegală :

1. Cel mai răspîndit este faciesul reprezentat prin calcare detritice cochilifere, cenușii-brunii sau gălbui-albicioase, care conțin cea mai mare

parte din formele citate pentru aceste strate. Considerăm că acesta este faciesul normal al orizontului. Studiul micrografic al rocii a pus în evidență un detritus organogen abundent, format din fragmente ale cochiliilor de moluște, rari noduli de *Lithophyllum*, fragmente ale testurilor de echinide, fragmente de corali și briozoare, numeroase miliolide și rari numuliți. Detritusul, de origine minerală, este în general redus sau chiar absent. Cimentul, reprezentat prin calcit microcristalin, formează uneori pînă la 60% din masa rocii.

2. Un alt tip facial îl constituie calcarul coraligen, uneori adevărat calcar recifal, frecvent mai ales în regiunea de dezvoltare a „seriei calcaroase". Acesta are totuși dezvoltări locale, ocupînd fie întregul orizont, fie doar un singur banc, de obicei cel inferior. Se cunosc și cazuri în care recifele se dezvoltă de la nivele inferioare, de exemplu biohermul din Dealul Piatra Cozlii (fig. 1, *f*), trecînd neschimbați și în nivelul ce corespunde stratelor de Hoia. Calcarul este relativ pur, conține numeroase miliolide, rari numuliți și pe alocuri fragmente de moluște și echinoderme. Fl. Marinescu și Iosefina Marinescu (10) citează din stratele de Hoia de la Cluj două specii de corali : *Rhabdophyllia tenuis* Reuss și *Dictyaraea clinactinia* Michelin ; noi am găsit în regiunea Jiboului trei tipuri de corali, care urmează a fi determinați.

Calcarul coraligen este considerat de obicei ca tip al stratelor de Hoia, cu toate că în Dealul Hoia orizontul de care ne ocupăm este reprezentat și printr-un banc de calcar marnos cu moluște.

3. Al treilea tip de facies îl constituie calcarul cu *Lithophyllum*[2], cu dezvoltări locale. Este vorba de recife constituite din talurile acestor alge, care ajung să formeze 75—80% din masa rocii ; urmează, ca frecvență, testurile de numuliți, fragmentele de echinoderme, de moluște și foraminiferele mici. Trecerea spre ceea ce noi considerăm faciesul normal al stratelor de Hoia se face gradat prin scăderea procentului de nodule de *Lithophyllum*, fapt observabil foarte clar în cazul biohermului de la Ciglean.

Schimbările de facies pe orizontală se pot urmări ușor, iar depozitele din culcuș și din acoperiș, fiind net deosebite, înlătură orice dubiu în ceea ce privește sincronismul celor trei faciesuri.

În legătură cu răspîndirea faciesurilor în regiunea studiată, se constată că o dată cu apropierea de cristalinul Munților Meseș, respectiv de la Brebi spre sud-vest, calcarele sînt în general mai bogate în detritus mineral, intercalațiile marnoase se dezvoltă pe o grosime mai mare, iar faciesul calcarelor cu *Lithophyllum* lipsește. Aici întîlnim calcare detritice organogene, care predomină net, și calcare coraligene. Spre Masivul Preluca sînt frecvente faciesurile recifale cu corali și melobesice, calcarele cochilifere avînd o răspîndire redusă.

Stratele de Hoia au în general o grosime ce variază între 1,5 și 3,5 m și numai în mod excepțional atinge 8 m în zona de dezvoltare a recifului de *Lithophyllum* de la Ciglean.

Conținutul fosil al stratelor de Hoia este foarte variat și bogat. A. Koch (9) citează un număr mare de forme, începînd cu mamifere (*Halitherium* sp.) și pești și terminînd cu foraminifere și alge.

---

[2] Am arătat într-un raport (1961) că nu este vorba de *Litholhamnium*, cum se menționează în mod obișnuit.

Din acest orizont am determinat următoarele forme : *Turritella clumancensis* Boussac, *T. oppenheimi* Newton (= *T. carinifera* Desh.), *T. biarritzensis* Boussac, *T. planispira* Nyst. (= *T. asperula* Brongt.), *Tympanotonos labyrinthum* (Nyst) (= *Cerithium margaritaceum* Brocchi var. = *Tympanotonos vivarii alpinum* (Tourn.)), *T. trochleare diaboli* (Brongt.), *Thericium intradentatum* (Desh.), *Diastoma costellatum elongatum* (Brongt.), *D. costellatum alpinum* (Tourn.), *Globularia* cf. *patula* (Lam.) = (*Ampullina patula*), *Globularia* (*Ampullinopsis*) *crassatina* (Lamk.) (= *Natica crassatina* = *Megatylotus crassatinus*), *Amaurellina* (*Crommium*) aff. *angustata* (Grat.) (= *Natica angustata*), *Polinices achatensis* (de Koninck) (= *Natica* (*Euspira*) *achatensis*), *Babylonia* (*Peridipsaccus*) *caronis* (Brongt.) (= *Ebruna* (*Nassa*) *caronis*), *Pugilina* cf. *pyruloides* (Grat.) (= *Galeodes pyruloides*), *Scaphander fortisi* (Brongt.) (= = *Bulla fortisi*), *Trochus trochlearis* Sandb., *Xenophora cumulans* Brongt., *Pyramidella* (*Pyramidella*) sp., *Terebellum* (*Seraphs*) sp., *Pitar* (*Callista*) *villanovae* (Desh.), *P.* (*Callista*) *heberti* (Desh.), *P.* (*Callocardia*) cf. *nitidula* (Lamk.), *Cyrena sirena sirena* (Brongt.) (= *C. semistriata* Desh. = *C. convexa vapincana* d'Orb.), *Cordiopsis incrassata* (Sow.) (= *Cytherea incrassata*), *Lucina globulosa* Lamk., *Divaricella ermenonvillensis* (d'Orb.), *Panope* (*Panope*) *heberti* (Bosq.), *Cardium transsylvanicum* Hofmann, *Atrina mayeri* Cossm., *Perna* sp., *Crassatela* sp., *Chlamys* sp., *Scutella subtrigona* Koch, *Eupatagus* sp., probabil *E. pavay* Koch, *Echinolampas* sp., chelicere de crustacei, dinți de *Lamna*, *Nummulites* sp., *Lithophyllum* sp. etc. În paranteză am trecut numele sub care au fost citate o serie de specii în lucrările anterioare ale diferiților autori.

Din cele 29 de forme determinate specific, un număr de 16 nu erau cunoscute pînă în prezent în stratele de Hoia, iar dintre acestea 6 specii sînt citate pentru prima dată din paleogenul Bazinului Transilvaniei (tabelul nr. 1).

În ultimul timp, și mai ales pentru regiunea Jiboului, s-a considerat că acest orizont ar reprezenta un facies al marnelor de Brebi, deși conținutul paleontologic al acestora este total deosebit de cel al stratelor de Hoia. Un calcul procentual evidențiază clar pragul bionomic din baza stratelor de Hoia și legătura intimă dintre fauna acestui orizont și fauna orizontului următor (stratele de Mera). Astfel, dintre speciile determinate de noi se constată că 14 forme, reprezentînd 48,3% trec în stratele de Mera (respectiv de Curtuiuș și Ciocmani), 6 specii, adică 20,7%, se cunosc numai în stratele de Hoia, 6 forme (20,7%) sînt comune atît orizonturilor inferioare, cît și celor superioare și numai 3 forme (10,3%) se găsesc în depozitele subiacente, fără a trece mai sus de stratele de Hoia (tabelul nr. 1). Rezultatele de mai sus indică o înnoire a faunei în cadrul bazinului de sedimentare, înnoire realizată în timpul depunerii stratelor de Hoia.

Specificul faunistic al stratelor de Hoia este dat de asociația formelor de ceriți, turitele, natice, *Pitar*, *Cyrena*, *Cardium*, *Scutella* cu cele de numuliți.

I. Z. Barbu (1) și Gh. Bombiță (2), bazați pe fauna de foraminifere, tind să repartizeze stratele de Hoia priabonianului. Ultimul autor menționează însă că numuliții din calcarul de Hoia reprezintă de fapt subspecii ale formei *Nummulites fabianii* Prev. cu trecere spre *Num-*

Tabelul nr. 1

Repartiţia pe verticală a faunei din straiele de Hoia

Specia	dep. subiac	str. de Hoia	str. de Mera
** *Turritella clumancensis* Boussac		—	
* *Turritella oppenheimi* Newton	—	—	—
** *Turritella biarritzensis* Boussac		—	—
Turritella planispira Nyst		—	
Tympanotonos labyrinthum (Nyst)		—	—
* *Tympanotonos trochleare diaboli* (Brongt.)		—	—
** *Thericium intradentatum* (Desh.)		—	—
Diastoma costellatum elongatum (Brongt.)		—	—
* *Diastoma costellatum alpinum* (Tourn.)	—	—	—
* *Globularia* cf. *patula* (Lam.)	—	—	
Globularia (*Ampullinopsis*) *crassatina* (Lamk.)		—	—
* *Amaurellina* (*Crommium*) aff *angustata* (Grat.)		—	—
* *Polinices achatensis* (de Koninck)	—	—	
Babylonia (*Peridipsaccus*) *caronis* (Brongt.)		—	—
* *Pugilina* cf. *pyruloides* (Grat.)		—	—
Scaphander fortisi (Brongt.)		—	
** *Trochus trochlearis* Sandb.		—	
Xenophora cumulans Brongt.		—	
* *Pitar* (*Callista*) *villanovae* (Desh.)	—	—	—
* *Pitar* (*Callista*) *heberti* (Desh.)	—	—	—
** *Pitar* (*Callocardia*) cf. *nitidula* (Lamk.)		—	
Cyrena sirena sirena (Brongt.)		—	—
Cordiopsis incrassata (Sow.)	—	—	—
Lucina globulosa Lamk.		—	—
* *Divaricella ermenonvillensis* (d'Orb.)	—	—	
Panope (*Panope*) *heberti* (Bosq.)	—	—	—
Cardium transsylvanicum Hofmann		—	—
* *Atrina mayeri* (Cossm.)		—	
Scutella subtrigona Koch.		—	—

* Forme noi pentru straiele de Hoia.
** Forme noi pentru Bazinul Transilvaniei.

mulites intermedius d'Arch. Amintim că O. Nițulescu (15) considera că la Hoia ar fi în prezența lui *N. intermedius*, formă oligocenă. Apartenența stratelor de Hoia la eocen sau la oligocen rămîne în continuare o problemă deschisă. Subliniem doar că pentru rezolvarea acestei probleme trebuie luate în considerație și stratele de Mera, aceste două orizonturi neputînd fi în nici un caz repartizate, pe criterii paleontologice, la unități cronostratigrafice diferite.

Am arătat că la locul tip pentru stratele de Hoia situația geologică nu este dintre cele mai fericite. Orizontul însă a fost bine caracterizat de A. Koch și K. Hofmann în întregul bazin și nu găsim că ar fi necesar să se schimbe denumirea acestor strate, denumire atît de cunoscută în literatura de specialitate din țară și de peste hotare.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES COUCHES DE HOÏA DE LA RÉGION DE JIBOU

RÉSUMÉ

En étudiant les Couches de Hoïa sur une étendue d'environ 50 km dans un secteur du bassin de Transylvanie compris entre les localités Treznea et Bizușa, l'auteur démontre leur valeur d'horizon stratigraphique bien défini. On sait que dès 1955, les Couches de Hoïa ont été considérées comme faciès local des Couches de Mera. Dans cette note on revient à l'interprétation donnée par A. Koch et K. Hofmann, en apportant des arguments à l'appui de cette conception.

Dans la région étudiée on a mis en évidence trois faciès hétéropiques de cet horizon : 1. le faciès des calcaires détritiques coquillifères, considéré comme faciès normal ; 2. le faciès des calcaires à Coraliers et 3. le faciès des calcaires à Mélobésiées (*Lithophyllum*).

Entre Treznea et Ciocmani, les Couches de Hoïa reposent sur les Marnes de Brebi présentant une lithologie nettement différente des deux autres horizons. À partir de Ciocmani vers l'Est, les Couches de Hoïa sont reconnues seulement d'après leur faune caractéristique de Mollusques et d'Échinides, à la partie supérieure de «la série calcaire ».

L'épaisseur des Couches de Hoïa varie en général entre 1,5 m et 3,5 m et seulement tout à fait exceptionnellement elle atteint 8 m dans la zone du bioherme de *Lithophyllum* à Ciglean.

Basé sur les formes fossiles déterminées de cet horizon, on met en évidence l'existence d'un seuil bionomique à la base des Couches de Hoïa et les étroites liaisons qui existent entre la faune de ces couches et celle de l'horizon suivant (Couches de Mera).

Sans discuter l'âge des Couches de Hoïa, l'auteur souligne le fait suivant lequel pour résoudre ces problèmes, on doit prendre en considération également les Couches de Mera, ces horizons ne pouvant être en aucun cas répartis sur de critériums paléontologiques à des unités chronostratigraphiques différentes.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu I. Z. (1956), *Contribuții la studiul microfaunei din paleogenul Transilvaniei de NV*, Anal. Univ. Buc., Seria șt. nat., *10*.
2. Bombiță Gh. (1963), *Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română*, Edit. Acad. R.P.R., București.
3. Dumitrescu I. (1957), *Asupra faciesurilor și orizontării cretacicului și paleogenului din bazinul Lăpușului*, Lucr. Inst. de petrol și gaze, **III** (1956).
4. Ferenczi I. (1950), *Az Erdélyi Medence Szurduk — Farkasmező környéki, szilágymegyei részének földtani viszonyai* (Raporturile geologice ale Bazinului Transilvaniei în regiunea Surduc — Lupoaia).
5. Hauer Fr. u. Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Viena.
6. Hofmann K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl., Budapesta, **IX**, *5—6*.
7. — (1887), *Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschließende Tertiärland*, Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1885, Budapesta.
8. Joja T. (1956), *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.
9. Koch A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I Paläogene Abtheilung*, Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst., Budapesta, **X**.
10. Marinescu Fl. și Marinescu Iosefina (1962), *Contribuții la cunoașterea paleogenului și neogenului din colțul de NV al masivului Preluca*, Dări de seamă, Com. geol., **XLIII** (1955—1956).
11. Mészáros N. (1957), *Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., București.
12. Mészáros N., Georgescu C. și Roiban M. (1967), *Eocenul și baza oligocenului în regiunea Ileanda Mare — Poiana Blenchii*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai" Cluj, Seria geol.-geogr., fasc. *1*.
13. Mihaltz I. (1950), *A Zsibó es Beréd közötti terület eocén üledékei* (Sedimentele eocene din regiunea dintre Jibou și Brebi).
14. Moisescu V. (1966), *Contribuții la studiul faunei de echinide din stratele de Hoia și Mera (reg. Cluj, nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *1*.
15. Nițulescu O. (1937), *Contribuțiuni la fauna eocenului superior din jurul Clujului*, Rev. Muz. geol.-min. Cluj, **VI** (1936), *1—2*.
16. Răileanu Gr. și Saulea Emilia (1955), *Contribuții la orizontarea și cunoașterea variațiilor de facies ale paleogenului din regiunea Cluj și Jibou*, Rev. Univ. Buc. și Polit. Buc., Seria șt. nat., **8**.
17. — (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou*, An. Com. geol., **XXIX**.
18. Rusu A. (1967), *Studiul geologic al regiunii Moigrad (nord-vestul bazinului Transilvaniei)*, Dări de seamă Com. Stat Geol., **LIII** (1965—1966), partea I.

Primit în redacție la 3 iunie 1967

Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, București

UN NOU PUNCT IHNO-FOSILIFER ÎN MOLASA MIOCENĂ DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

N. PANIN și M. ȘTEFĂNESCU

55(05)

În anul 1961, I. C. Motaș a avut amabilitatea să ne indice o nouă regiune ihno-fosiliferă în molasa miocenă din Carpații Orientali. Am avut posibilitatea să studiem noul punct situat în valea Doftana, pe flancul nordic al sinclinalului Slănic, abia în anul 1964 [1].

Față de alte zone studiate în anii precedenți (5), (6), (7), (8), cea din valea Doftana este mult mai săracă în urme de vertebrate. Cu multă dificultate am colectat cîteva urme de paricopitate și o urmă, destul de problematică, care aparține, după toate aparențele, unui *Rhinoceros*.

Această raritate a urmelor se explică prin natura litologică a nivelelor ihno-fosilifere din Bazinul Doftanei. Gresiile sînt grosiere, friabile și, în majoritatea cazurilor, stratificate în bancuri groase. Marnele și argilele conțin și ele un procent destul de ridicat de material aleuritic și psamitic, astfel încît, în stare umedă și mai ales după consolidare, nu îndeplinesc condițiile necesare imprimării și păstrării urmelor organice.

Granulometria grosieră a rocilor exclude posibilitatea imprimării urmelor viețuitoarelor mici. Iată de ce în această regiune nu am întîlnit nici o urmă de pași de păsări și de feline mici. Doar animalele mai mari, cu o greutate apreciabilă, au lăsat impresiuni suficient de adînci, pentru ca să se poată păstra. În afara granulometriei și plasticității nefavorabile, depozitele grosiere din regiune presupun existența unor curenți cu o velocitate deosebit de mare, care au transportat materialul detritic respectiv. Acești curenți au erodat majoritatea suprafețelor pe care, probabil, au existat urme de activitate organică la fel de numeroase, ca și în celelalte regiuni ihno-fosilifere studiate anterior. Fenomenul de eroziune interstra-

[1] Ținem să mulțumim prof. I. C. Motaș pentru indicația prețioasă asupra urmelor de pași de vertebrate, precum și pentru informațiile asupra direcțiilor de aport ale materialului constitutiv al tufurilor grezoase din complexul marnelor cu globigerine (direcții de transport de la nord-vest).

tală se poate observa deosebit de frecvent în regiune, ajungînd uneori la proporţii uimitoare.

Depozitele helveţiene din regiunea valea Doftanei sînt reprezentate prin conglomeratele de Brebu, urmate de un pachet de arenite micacee, grosiere, cenuşii sau roşii, alternînd cu lutite cenuşii, verzi şi roşii, conţinînd un procent destul de ridicat de material de dimensiunea siltu-rilor şi chiar a arenitelor. Peste această alternanţă urmează un pachet de gipsuri asociate cu pelite cenuşii.

Nivelul ihno-fosilifer se găseşte în partea inferioară a pachetului de arenite şi pelite în alternanţă ritmică, care repauzează pe conglomeratele de Brebu, la aproximativ 200—300 m de baza lor, pe malul stîng al văii Doftana, în amonte de localitatea Brebu.

Principiile de nomenclatură şi sistematică a urmelor de paşi de vertebrate, pe care le vom folosi în această lucrare, au fost expuse în articole anterioare (6), (7), (12).

În sectorul ihno-fosilifer din valea Doftanei am colectat următoarele forme de urme de paşi de vertebrate :

I. Ord. **MAMMALIPEDIA** Vialov, 1961

1. Fam. **ARTIODACTYPEDIDAE** Panin, 1964 (= **ARTIODACTYPEDAE** Vialov, 1961).

a) Subfam. **PECORIPEDINAE** Panin et Avram, 1962.

Gen **Pecoripeda** Vialov, 1961

P. gazella Vialov, 1961

P. amalphea Vialov, 1961

2. Fam. **PERISSODACTYPEDIDAE** n. fam.

a) Subfam. **RHINOCEROPEDINAE** n. subfam.

Gen **Rhinoceropeda** n. gen.

R. problematica n. sp.

Urmele menţionate se găsesc pe valea Doftanei la aproximativ 400 m de baza depozitelor burdigalian-helveţiene.

DESCRIEREA URMELOR

I. Ord. **MAMMALIPEDIA** Vialov, 1961

(urme de paşi de *Mammalia*)

1. Fam. **ARTIODACTYPEDIDAE** Panin, 1964 (= **ARTIODACTYPEDAE** Vialov, 1961).

(urme de paşi de *Artiodactyla*)

a) Subfam. **PECORIPEDINAE** Panin et Avram, 1962.

(urme de paşi de *Pecora*)

Gen **Pecoripeda** Vialov, 1961.

Pecoripeda gazella Vialov, 1961.

(fig. 1)

Fig. 1. — *Pecoripeda gazella* Vialov, 1961, valea Doftanei, burdigalian-helveţian, ×1.

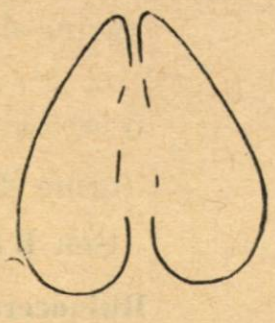


Fig. 2. — *Pecoripeda amalphea* Vialov, 1961, valea Doftanei, burdigalian-helveţian, ×2.

Vialov şi Flerov (1952), p. 84; Vialov (1963), III/2, p. 310; Panin şi Avram (1962), p. 462; Panin (1964), p. 349.

Dimensiuni:

lungimea maximă L = 30 — 35 mm;
lăţimea maximă l = 23 — 27 mm;
unghiul anterior = 40° — 50°.

Lăţimea maximă se găseşte în treimea sau pătrimea posterioară a urmei. La exemplarele bine conservate, marginea urmei este dreaptă şi călcîiul foarte clar. Urma se caracterizează prin forma ascuţită anterior şi prin raportul lungime/lăţime în jur de 1,3—1,6.

În valea Doftanei, după cum am mai spus, urmele sînt prost conservate, conturul lor fiind destul de şters. Totuşi, rectiliniaritatea marginii, claritatea cu care s-a imprimat călcîiul, precum şi celelalte caractere ne-au permis o identificare destul de precisă a speciei *P. gazella*.

Pecoripeda amalphea Vialov, 1961

(fig. 2)

Vialov şi Flerov (1952), p. 84; Vialov (1963), III/2, p. 310; Panin şi Avram (1962), p. 462; Panin (1964), p. 350.

Dimensiuni:

lungimea maximă L = 40 — 28 mm;
lăţimea maximă l = 24 — 37 mm;
unghiul anterior = 55° — 70°.

P. amalphea are marginea externă mai curbă, călcîiul se imprimă mai puţin distinct, vîrfurile sînt mai rotunjite, iar raportul lungime/lăţime este 1,0—1,3.

În valea Doftanei, *P. amalphea* este cu mult mai frecventă decît *P. gazella*. Am găsit exemplare destul de bine conservate de *P. amalphea*; majoritatea lor, judecînd după dimensiuni şi după coexistenţa cu forme foarte mici, aparţineau unor femele.

2. Fam. **PERISSODACTYPEDIDAE** n. fam.

(urme de paşi de *(Perissodactyla)*

a) Subfam. **RHINOCEROPEDINAE** n. subfam.

(urme de paşi de *Rhinocerotidae*)

Gen **Rhinoceropeda** n. gen.

Rhinoceropeda problematica n. sp.

(pl. I, fig. 3, 4)

Gradul prost de conservare, precum şi faptul că am găsit doar o singură urmă de acest fel nu ne-au permis o determinare certă. Dacă admitem că este vorba de o urmă de vertebrat, numărul impar de impresiuni digitale ne arată că animalul făcea parte din ordinul Perissodactyla. Forma generală, raportul dintre lungimea totală şi lăţimea totală, relieful puţin accentuat al urmei (ceea ce denotă faptul că animalul călca pe o pernă elastică), precum şi dimensiunile degetului median (lungime L_{dm} = 7 cm, lăţime l_{dm} = 9 cm) fac ca urma fosilă (pl. I, fig. 4) să semene cu urmele de rinoceri actuali (pl. I, fig. 5). Conform principiilor de nomenclatură adoptate (6), (7), (12), am denumit această urmă *Rhinoceropeda problematica*.

UN NOUVEAU POINT ICHNO-FOSSILIFÈRE DANS LA MOLASSE MIOCÈNE DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

Les auteurs décrivent dans cette note quelques traces de pas de mammifères (*Artiodactyla*, *Perissodactyla*) découvertes dans les dépôts miocènes du bassin de la rivière de Doftana (Carpates Orientales).

On décrit un nouveau type de trace, rencontré pour la première fois en Roumanie. Ces traces fossiles sont très ressemblantes à celles laissées par les Rhynocéros actuels et pour cette raison elles ont été dénommées par les auteurs *Rhinoceropeda problematica*, conformément aux principes de nomenclature proposés antérieurement.

PLANȘA I

Fig. 3. — *Rhinoceropeda problematica*, valea Doftanei, burdigalian-helveţian.

Fig. 4. — *Rhinoceropeda problematica* (urmă fosilă de rinocer?), valea Doftanei, burdigalian-helveţian, × 1/5.

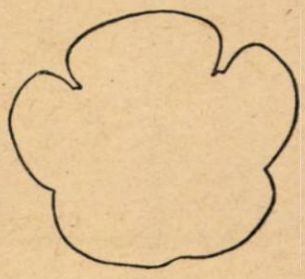


Fig. 5. — Urmă de rinocer actual (*D. bicornis*), anterior drept, × 1/5 (după P. Gromier, 1887).

BIBLIOGRAFIE

1. Abel O. (1935), *Vorzeitliche Lebensspuren*, Fischer, Jena, 158—167.
2. Formozov A. N. (1952), *Sputnik sledopita*, MOIP, Moscova.
3. Gromier P. (1887), *La vie des animaux sauvages de l'Afrique*, Paris.
4. Lessertisseur J. (1955), *Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique*, Mem. Soc. Géol. France, N. S., **XXXIV**, *4*.
5. Panin N. (1961), *Asupra unor urme organice şi mecanice din miocenul de la confluenţa Putnei cu Zăbala*, St. cerc. géol., **VI**, *1*, 63—73.
6. — (1964), *Coexistenţa urmelor de paşi de vertebrate cu mecanoglifele în molasa miocenă din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., **IX**, *2*.
7. Panin N. şi Avram E. (1962), *Noi urme de vertebrate în miocenul Subcarpaţilor româneşti*, St. cerc. geol., **VII**, *3—4*, 455—484.
8. Panin N., Lăzărescu V. şi Grujinschi C. (1966), *Un nou sector ichno-fosilifer în depozitele miocene din Carpaţii Orientali*, Bul. Inst. petrol, gaze şi geologie, **XIII**, *2*.
9. Vialov O. S. i Flerov K. K. (1952), *Iskopaemie sledi pozvonocinih v treticinih otlojeniiah Predcarpatia*, Biull. MOIP, otd. gheol., **XXVII**, *5*, 80—88.
10. — (1953), *Novie nahodki sledov pozvonocinih jivotnih v Dobrotovskih sloiah Predkarpatia*, Dokl. Akad. Nauk SSSR, **XC**, *3*, 465—467.
11. — (1954), *Novie nahodki iskopaemih sledov pozvonocinih jivotnih v miotene Predcarpatia*, Biull. MOIP, otd. gheol., **XXIX**, *2*, 103—104.

Primit în redacţie la 5 aprilie 1967

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, Bucureşti

CONSIDERAȚII ASUPRA HĂRȚII NEOTECTONICE A TERITORIULUI ROMÂNIEI

DE

E. LITEANU și C. GHENEA

55(05)

În cadrul sesiunii Comitetului de redacție al hărții tectonice a Europei, ținută la Praga în martie 1962, s-a adoptat o rezoluție prin care s-a recomandat comitetelor național-geologice ale țărilor europene să treacă la prima etapă de studiu privind întocmirea unor machete la scări și legende provizorii, care să întemeieze o viitoare hartă neotectonică a teritoriilor respective. În vederea aducerii la îndeplinire a acestei rezoluții, ne-am referit la bibliografia de specialitate, din care am reținut unele principii generale ce pot fi adaptate particularităților geologiei țării noastre, și anume :

1. Se consideră tectonică recentă mișcările tectonice și formele structurale rezultate, care au determinat trăsăturile esențiale ale reliefului contemporan al scoarței terestre.

2. Hărțile neotectonice trebuie să reflecte mișcările tectonice aparținînd ultimei etape a evoluției scoarței pămîntului, care din acest motiv nu a mai fost influențată de activitatea unor mișcări ulterioare.

Sub acest aspect, reiese că principiile elaborării unei hărți neotectonice sînt diferite de cele adoptate pentru întocmirea hărților tectonice generale.

3. Epoca în care s-au manifestat mișcările tectonice recente ce au influențat formarea reliefului actual nu poate fi definită cu precizie, datorită imposibilității sincronizării lor în diferitele regiuni ale globului.

4. Principiul redactării unei hărți neotectonice constă în separarea unor regiuni și forme geostructurale importante, în raport cu sensul și intensitatea mișcărilor tectonice recente.

*

Reținînd în primul rînd principiul fundamental care definește conținutul neotectonicii ca factor determinant al apariției trăsăturilor esențiale ale reliefului actual, am examinat sub acest aspect cîteva din parti-

St. și cerc. geol. geof., geogr., Seria geologie, t. 13, nr. 2, p. 527–537, București, 1968.

cularităţile paleogeografice ale teritoriului României legate de această problemă.

În miocen, trăsăturile reliefului actual al ţării noastre erau schiţate într-o etapă incipientă. Într-adevăr, marea sarmaţiană acoperea Dobrogea de sud pînă aproape de zona şisturilor verzi, întreaga Depresiune Valahă şi tot Podişul Moldovenesc, inclusiv rama externă a Carpaţilor Orientali, cea mai mare parte a Bazinului Transilvaniei şi a Depresiunii Panonice.

În acea epocă, uscatul era reprezentat prin lanţul carpatic, Dobrogea de nord şi zona şisturilor verzi (24).

În pliocen se remarcă o uşoară extensiune a uscatului prin exondarea Dobrogii şi a părţii de nord a Podişului Moldovenesc ; depresiunile Valahă şi Panonică, precum şi o mare parte a Bazinului Transilvaniei rămîn acoperite de lacul pliocen.

Reiese în mod evident că existenţa unor mişcări ale scoarţei în timpul neogenului nu poate conduce la acceptarea acestora ca mişcări neotectonice, pe considerentul că ele nu au imprimat trăsăturile definitive ale reliefului actual. În consecinţă, ne exprimăm părerea că etapa mişcărilor neotectonice de pe teritoriul României trebuie să fie limitată la cuaternar.

O altă problemă importantă constă în stabilirea existenţei unor eventuale oscilaţii ale nivelului Mării Negre în raport cu nivelul actual al oceanului planetar.

Studiile întreprinse în trecut de către C. Brătescu (2) au preconizat ipoteza existenţei unor oscilaţii importante ale nivelului Mării Negre în cuaternar. Cercetările paleogeografice întreprinse de V. M. Muratov (19) asupra extensiunii bazinului Mării Negre în pleistocen au adus argumente în sensul că la începutul pleistocenului suprafaţa Mării Negre era restrînsă numai la jumătatea estică. Autorul presupune că restrîngerea bazinului Mării Negre ar putea fi datorată fie scăderii nivelului Mării Negre, fie ridicării ţinuturilor înconjurătoare.

Pentru intervalele următoare ale pleistocenului, autorul menţionat a stabilit că extensiunea Mării Negre nu diferea sensibil de cea actuală.

Soluţionarea raporturilor dintre nivelul Mării Negre în cuaternar şi nivelul actual al oceanului planetar a fost adusă în urma studiilor recente întreprinse în Delta Dunării (14). Din constatarea că la alcătuirea Deltei Dunării ia parte întreaga succesiune stratigrafică a depozitelor aparţinînd cuaternarului, începînd din villafranchian pînă în holocen, a reieşit că acest teritoriu a fost afectat în cuaternar de un proces de subsidenţă continuu, manifestat într-un ritm lent, apreciat după grosimea depozitelor respective de ordinul a 100—150 m. O eventuală scădere a nivelului Mării Negre ar fi avut drept consecinţă îndepărtarea parţială sau totală prin eroziune a depozitelor deltaice. Prin urmare, existenţa întregii serii de depozite cuaternare din Delta Dunării infirmă ipoteza unei oscilaţii negative a nivelului Mării Negre. Pe de altă parte, în stadiile Uzunlar şi Carangat ale Mării Negre, cînd s-a realizat comunicarea între bazinul Mării Negre şi bazinul Mării Mediterane, ar fi fost de aşteptat să apară o ridicare accentuată a nivelului Mării Negre, care să se manifeste printr-o importantă transgresiune în zona Deltei Dunării. Cercetările întreprinse în acest scop, întemeiate pe prezenţa faunei de moluşte marine mediteraneene, au pus în evidenţă faptul că, n îstadiile menţio-

nate, a avut loc o neînsemnată transgresiune a Mării Negre, limitată la o mică porțiune a litoralului actual.

Autorii care au studiat transgresiunile Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării au ajuns la concluzia că nivelul actual al Mării Negre nu a variat în cuaternar, iar existența unor transgresiuni marine trebuie să fie explicată prin intensificarea ritmului de subsidență în epocile respective.

În consecință, nivelul actual al Mării Negre poate fi adoptat ca reper pentru stabilirea sensului și aprecierea intensității mișcărilor neotectonice.

★

În vederea stabilirii criteriilor principale pentru elaborarea legendei unei hărți neotectonice a teritoriului României, care să corespundă particularităților specifice ale acestui teritoriu, vom face o prezentare în linii generale a comportării din punct de vedere tectonic a marilor unități structurale în cuaternar.

1. *Lanțul carpatic.* Aparține zonei de cutare alpină, caracterizată în cuaternar prin manifestarea fazelor de orogeneză valahă și pasadenă. În general se admite că faza valahă s-a manifestat într-un interval cuprins între sfîrșitul pliocenului și începutul cuaternarului, iar faza pasadenă în epoca de tranziție cuprinsă între pleistocenul superior și holocen.

Din cercetările recente întreprinse asupra stratigrafiei depozitelor cuaternare vechi din Subcarpați (8) a reieșit că stratele de Cîndești, aparținînd pleistocenului cel mai vechi, sînt interesate în orogeneza valahă. Această constatare a fost verificată și în zonele de contact morfologic dintre coline și cîmpie, unde stratele de Cîndești aparțin intervalului stratigrafic al villafranchianului. Întemeindu-ne pe acest considerent, ne exprimăm părerea că faza de orogeneză valahă s-a manifestat cu certitudine în st. prestian și, eventual, în prima parte a pleistocenului mediu.

Referitor la perioada finală în care a avut loc orogeneza pasadenă, reamintim că E. Liteanu și Th. Bandrabur (12), care au studiat alcătuirea geologică a flancului sudic al anticlinalului Schiau, au stabilit că depozitele cele mai tinere prinse în această cută sînt reprezentate prin argile roșii care aparțin pleistocenului superior, și anume riss-würmianului. În consecință, s-ar părea că faza finală a orogenezei alpine celei mai tinere ar trebui să fie plasată fie în würm, fie în holocen.

Deoarece în regiunile carpatice externe s-au manifestat cu intensitate ultimele faze ale orogenezei alpine, sîntem îndreptățiți să presupunem că în această unitate mișcările neotectonice au fost deosebit de active și i-au conferit un gradient de ridicare înalt și posibil cu amplitudine mai mare decît în ținuturile interne ale Carpaților. Pentru explicarea mecanismului acestui proces, ne-am referit la părerea exprimată de L. Mrazec (18) în legătură cu migrarea ariilor geosinclinale spre ținutul din față, și anume :

„În diferite epoci geologice ariile geosinclinalelor s-au deplasat spre ținutul din față, migrație care s-ar putea compara cel mai bine cu mișcarea pe care o are adîncul din fața unui val în înaintarea sa".

Expresia structurală a acestei concepții a fost confirmată și de noi prin urmărirea rezultatelor forajelor executate în regiunea de cîmpie din

apropierea zonei de contact morfologic. Din aceste foraje a reieşit că stratele de Cîndeşti se afundă dinspre coline spre cîmpie, prezentînd apoi o uşoară ridicare la ieşirea din cîmpia subcolinară, pentru a se reafunda din nou la intrarea în cîmpia internă. De asemenea, pe baza rezultatelor obţinute din foraje, am stabilit că argilele roşii de vîrstă pleistocen-superior din flancul sudic al anticlinalului Schiau se afundă în zona Valea Călugărească, pentru ca, mai spre sud, să-şi întrerupă această tendinţă de afundare.

O confirmare categorică a concepţiei tectonice înainte menţionate o oferă profilul Valea Budureasa — Mizil — Urziceni, stabilit pe baza datelor de foraje şi a aflorimentelor depozitelor daciene (13). Într-adevăr, pe valea Budureasa, imediat la nord de localitatea Vadu-Săpat, limita levantin-dacian aflorează la cota + 270 m. Spre SSE, în forajul executat la gara Mizil, limita levantin-dacian a fost întîlnită la cota — 1 226 m, fapt care pune în evidenţă o afundare de 1 500 m pe o distanţă de circa 10 km. În continuarea direcţiei menţionate, în forajul executat la Urziceni, limita levantin-dacian a fost constatată la cota —794 m, reeşind o ridicare, către sud, de 432 m pe o distanţă de circa 35 km.

Potrivit ipotezei tectonice susţinute de L. Mrazec, deducem că în regiunile extracarpatice ţinutul depresionar din faţa unităţilor interne s-a ridicat succesiv dinspre interior către exterior, astfel încît se poate admite că Subcarpaţii externi, morfologic, au constituit probabil, în pliocenul superior, o regiune depresionară.

În ceea ce priveşte amplitudinea mişcărilor neotectonice ea este ilustrată morfologic prin ridicarea stratelor de Cîndeşti la cota de 1 000 m în Măgura Odobeşti, ceea ce ar putea să confirme că mobilitatea neotectonică a zonei subcarpatice a fost probabil mai intensă decît a unităţilor carpatice interne.

Concepţia tectonică elaborată de L. Mrazec (18) constituie totodată şi o explicaţie a caracterului depresionar al cîmpiei subcolinare din partea orientală a Depresiunii Valahe, respectiv a Depresiunii Titu — Bilciureşti, a Bazinului Ploieşti, a Depresiunii Mizil — Buzău şi a Depresiunii Rîmna — Milcov, unde se constată manifestarea unor intense procese de subsidenţă.

O comportare cu totul deosebită o prezintă însă depresiunile intracarpatice. Astfel, Depresiunea Făgăraşului are aspectul unui întins şes aluvionar, la alcătuirea ei participînd pietrişuri de vîrstă pleistocen superioară depuse peste argile pliocene. Această situaţie ne îndreptăţeşte să afirmăm că, cel puţin pînă la finele pleistocenului mediu, dată fiind cota ridicată a argilelor pliocene, teritoriul aparţinînd Depresiunii Făgăraş era afectat de un proces de ridicare; o dată cu începutul pleistocenului superior, sensul mişcărilor neotectonice s-a inversat, fapt care a provocat o divagare a apelor Oltului pe o zonă largă de aproape 10 km şi depunerea unui orizont gros de aluviuni psefitice.

Depresiunea Braşov este caracterizată prin subsidenţa fundamentului mezozoic, care s-a manifestat începînd din astianul superior (16), cînd s-au depus strate groase de lignit. Subsidenţa a continuat în zonele centrale pînă în actual, o dată cu sedimentarea unor pachete groase reprezentînd întreaga succesiune stratigrafică a cuaternarului. Zonele

dinspre rama nordică a acestei depresiuni au început să prezinte, probabil încă din pleistocenul superior, o tendinţă de ridicare, după cum reiese din prezenţa stratelor de lignit, situate la cote superioare depozitelor holocene din partea centrală a depresiunii.

Forajele executate în Depresiunea Ciucului, la Tuşnad-Sat şi Miercurea Ciuc, au pus în evidenţă prezenţa depozitelor aluvionare tinere pînă la adîncimea de 300 m. Acest fapt pledează pentru atribuirea genezei Depresiunii Ciuc unui proces de subsidenţă continuă.

Examinîndu-se situaţia geologică a depresiunilor Bilbor şi Borsec, se constată prezenţa unui strat de lignit de vîrstă pliocenă, în unele puncte acoperit de aglomerate andezitice, subliniindu-se caracterul iniţial de subsidenţă al acestora. Morfologia actuală însă, caracterizată printr-un relief tînăr, poate fi explicată prin intervenţia unei activităţi recente de ridicare.

În consecinţă, ţinem să subliniem că, spre deosebire de ţinuturile extracarpatice, unde zonele depresionare au fost afectate exclusiv de procese de subsidenţă, în regiunile intracarpatice teritoriile depresionare prezintă frecvente schimbări ale sensului mişcărilor neotectonice.

2. *Dobrogea.* După cum am arătat, zona cea mai mobilă din Dobrogea o constituie teritoriul Deltei Dunării, care a fost afectat permanent în cuaternar de o mişcare de subsidenţă. Datele de ordin morfologic şi geologic sînt concludente pentru a afirma că atît în Dobrogea de nord, cît şi în Dobrogea de sud s-au manifestat în cuaternar mişcări radiare negative.

Absenţa teraselor marine, precum şi multitudinea lacurilor separate de mare prin cordoane litorale pledează pentru o activitate de subsidenţă a litoralului. Totuşi, prezenţa în zona Varna a unor vechi linii de ţărm maritime lasă să se presupună că, de la nord la sud, caracterul de subsidenţă al litoralului s-a redus treptat, pentru ca pe teritoriul R. P. Bulgaria mişcările neotectonice să-şi inverseze sensul.

De altfel, şi colmatarea văilor afluente Dunării şi formarea de lacuri de confluenţă cu fluviul reflectă o activitate de subsidenţă recentă. Potrivit acestui criteriu morfologic, activitatea de subsidenţă apare mai puţin intensă în zona dunăreană a Dobrogii de nord ; dimpotrivă, ţinutul dunărean al Dobrogii de sud este caracterizat prin formarea unor întinse lacuri de confluenţă pe văi care subliniază în acest mod amplitudinea proceselor de subsidenţă.

Ţinînd seama de considerentele expuse, s-ar părea că atît Dobrogea de nord, cît şi Dobrogea de sud, deşi au fost afectate de procese de subsidenţă, totuşi, în fapt, s-au comportat în mod diferit ; subunitatea nordică prezintă o afundare mai accentuată către mare, în timp ce subunitatea sudică se lasă mai pronunţat către Dunăre. Extensiunea reţelei hidrografice din Dobrogea confirmă clar această presupunere. Într-adevăr, cumpăna de ape dintre bazinele hidrografice afluente mării şi cele afluente Dunării avansează către Dunăre în Dobrogea de nord şi se retrage treptat pînă în zona de litoral în Dobrogea de sud.

Din forajele executate în Dobrogea de nord au reieşit date care argumentează pentru admiterea înclinării acestei regiuni mai pronunţat către Marea Neagră. Într-adevăr, forajul de la Zebil, la cota + 3 m, amplasat imediat la nord de limita Podişului Babadag şi placa triasică,

a întîlnit depozite cuaternare pe o grosime de 150 m, constituite dintr-o succesiune neregulată de nisipuri fine, pietrişuri şi argile nisipoase. Pînă la adîncimea de 50 m s-au identificat moluşte fosile marine, caracterizînd stadiul vechi al Mării Negre, care aparţine holocenului inferior.

În forajul executat lîngă gara Mihail Kogălniceanu, la cota 48, pe valea Teliţa, s-au străbătut depozite cuaternare pe o grosime de circa 100 m, din care s-au recoltat gasteropode fosile de apă dulce, frecvente în actual şi subactual.

În schimb, forajele executate în zona dunăreană a Dobrogii de nord au constatat prezenţa sub depozitele loessoide a fundamentului regiunii. În ceea ce priveşte Dobrogea de sud, menţionăm că, pe palja Eforie-Nord s-au săpat un mare număr de foraje în vederea studiului amenajării unui lac helioterm. Aceste foraje au pus în evidenţă faptul că între adîncimile 8 şi 10 m se constată prezenţa unei terase de abraziune, săpată în calcare sarmaţiene, care se afundă foarte lent către mare şi este înecată actualmente sub nisipuri fine.

Pe baza datelor obţinute de către unul dintre noi, din urmărirea forajelor executate în anul 1949 de-a lungul văii Carasu, a cărei obîrşie este situată în apropierea litoralului, se poate afirma că această vale, săpată în depozite mezozoice, prezintă un vechi talveg, care înclină de la est către vest şi este situat în zonele vestice cu circa 15—18 m adîncime sub nivelul actual al Dunării. În prezent, acest talveg este colmatat la partea inferioară cu pietrişuri originare din Dobrogea de sud, peste care s-au acumulat depozite loessoide remaniate de pe platoul dobrogean. Această dispoziţie a talvegului văii Carasu apare consecventă, cu înclinarea către Dunăre a unităţii structurale respective şi totodată infirmă ipoteza unui vechi curs al Dunării prin valea Carasu, susţinută de R. Sevastos (25) M. Pfannenstiel (23).

O altă deosebire între Dobrogea de nord şi Dobrogea de sud o constituie faptul că în Delta Dunării s-a constatat prezenţa depozitelor pliocene, incluzînd ponţianul, dacianul şi levantinul, puternic afundate, termenul inferior fiind situat în jurul adîncimii de 300 m.

În Dobrogea de sud, pe malul dunărean dintre Rasova şi Ostrov, depozitele pliocene aflorează la cote ridicate, fapt care dovedeşte că regiunea a fost afectată cel puţin în cuaternarul inferior de o mişcare de ridicare, activitatea de subsidenţă din această subunitate structurală manifestîndu-se probabil începînd din cuaternarul superior.

3. *Depresiunea Valahă.* Se împarte în două subunităţi morfostructurale : la vest de Argeş — domeniul getic, iar la est de acest rîu domeniul oriental (9). Domeniul getic este caracterizat prin încetarea proceselor de subsidenţă la finele levantinului, o dată cu apariţia unor mişcări de ridicare care s-au menţinut pe întregul interval al cuaternarului (11). Morfologic, domeniul getic este caracterizat prin interfluvii cu altitudini relative ridicate, în care reţeaua hidrografică s-a adîncit puternic. Din punct de vedere geologic, se constată că, în versanţii văilor aflorează depozite pliocene sau cuaternare vechi. Acest fapt pune în evidenţă caracterul actual de ridicare a domeniului getic. Din punctul de vedere al mobilităţii acestei regiuni, se observă că zonele dinspre rama morfologică sînt afectate de mişcări de ridicare din ce în ce mai intense, pe măsura

apropierii de unităţile structurale învecinate. Într-adevăr, atît spre nord, cît şi spre vest aflorează treptat formaţiuni din ce în ce mai vechi. De asemenea, la extremitatea sudică a acestei regiuni, sub depozitele cuaternare vechi, apar la zi depozitele pliocene, şi aume dacianul la Zăvalu (7) şi levantinul la Greaca (1).

În domeniul oriental, mişcările de subsidenţă, care au început cel puţin din miocenul mediu, s-au menţinut, probabil cu ritmuri variate, în mod permanent pînă în actual.

Din punct de vedere morfologic, cea mai mare parte a acestei regiuni se caracterizează prin interfluvii joase, care, în unele zone unde mişcările radiare negative sînt mai intense, ajunge să se afunde sub depozitele holocene ale luncilor actuale (anumite porţiuni din interfluviile Dîmboviţa—Argeş, Prahova—Ialomiţa şi Călmăţui—Buzău).

Activitatea de subsidenţă din domeniul oriental creşte ca intensitate dinspre regiunile vestice spre cele estice. Într-adevăr, pe versanţii văilor situate între Argeş şi Ialomiţa se constată că cele mai vechi depozite aparţin pleistocenului superior, în timp ce pe versanţii văilor şi interfluviilor din Bărăganul de la nord de Ialomiţa aflorează numai depozite holocene.

Datorită manifestării continue a mişcărilor radiare negative, grosimea depozitelor cuaternare atinge cele mai mari valori în raport cu celelalte unităţi structurale din România. Astfel, în regiunea vestică a domeniului oriental, grosimea maximă a depozitelor cuaternare se află în zona Periş—Buftea (10), unde ele ating 300 m. În partea estică, forajele executate la Balta Albă şi Făurei au întîlnit depozite cuaternare groase de circa 500 m (9).

Activitatea de subsidenţă în holocen a fost demonstrată de E. Liteanu şi C. Ghenea pentru întreg teritoriul aparţinînd domeniului oriental al Depresiunii Valahe, ca urmare a prezenţei lacurilor de confluenţă. Autorii citaţi au argumentat că apariţia acestor lacuri constituie o lege a evoluţiei regiunii, consecinţa intervenţiei unor mişcări radiare negative, în intervalul dintre holocenul inferior şi holocenul superior (15).

Activitatea de subsidenţă, permanentă în domeniul oriental, se reflectă şi în tipul genetic al depozitelor cuaternare, la sud de Ialomiţa precumpănitor aluvial-lacustru şi aproape exclusiv lacustru pentru regiunile situate la nord de acest rîu. Faptul că depozitele cuaternare tinere din domeniul oriental sînt situate la cote care uneori depăşesc 100 m ar putea fi explicat admiţînd că acţiunea de colmatare a predominat faţă de mişcările de subsidenţă.

4. *Podişul Moldovenesc.* Dispoziţia formaţiunilor care iau parte la alcătuirea geologică a Podişului Moldovenesc este concludentă pentru a afirma că, pe măsură ce avansăm de la nord către sud, depozitele mai vechi se afundă treptat sub strate mai tinere. Această dispoziţie lasă să se presupună că, pe măsura sedimentării formaţiunii mai vechi, a avut loc o mişcare de ridicare iniţială în zona nordică a Podişului Moldovenesc, care a afectat în timp depozite situate din ce în ce mai spre sud. Cota ridicată a depozitelor sarmaţiene şi pliocene constituie un indiciu al amplitudinii acestor mişcări radiare pozitive. Faptul că depozitele villafran-

chiene şi stratele de Babele aflorează în partea de sud a Podişului Moldovenesc la altitudini situate între 60 şi 20 m deasupra nivelului mării, în timp ce echivalentul lor stratigrafic în Delta Dunării se găseşte afundat între cotele de —100 şi—20 m pledează în favoarea unei continuităţi a mişcărilor radiare pozitive în această regiune, cel puţin din cuaternarul mediu pînă la finele pleistocenului superior.

Particularităţile morfologice ale Podişului Moldovenesc, deduse din aspectul îmbătrînit al întregii reţele hidrografice dintre Siret şi Prut, ne îndreptăţesc să afirmăm, de acord cu M. Filipescu (4), că acest caracter morfologic reflectă o mişcare negativă care s-a manifestat probabil începînd de la finele pleistocenului superior şi continuă şi astăzi.

Intensitatea maximă a acestei mişcări de subsidenţă subactuală este plasată în zona de sud a Podişului Moldovenesc, unde este pusă structural în evidenţă prin înclinarea regională a depozitelor pliocene şi cuaternare către Depresiunea Valahă.

5. *Bazinul Transilvaniei.* Este alcătuit predominant din depozite terţiare situate la cote superioare, care ilustrează o veche activitate de ridicare, care s-a manifestat în mod cert şi în cea mai mare parte a cuaternarului. În acest sens pledează faptul că depozitele cuaternare din această unitate structurală sînt foarte tinere şi, cu excepţia aluviunilor din lunci şi terase, restul formaţiunilor cuaternare de pe interfluvii au un tip genetic exclusiv subaerian, de vîrstă pleistocen superioară sau holocenă. Unele fenomene de maturizare pe care le prezintă văile principale ar putea să demonstreze încetarea activităţii de ridicare a regiunii. În consecinţă, noi considerăm că Bazinul Transilvaniei se află, în ceea ce priveşte evoluţia sa neotectonică, într-o etapă de stabilitate relativă.

6. *Depresiunea Panonică.* Din punct de vedere morfologic şi structural, reprezintă un ţinut în care procesele de subsidenţă s-au manifestat în mod continuu, cel puţin din terţiar. În cuaternar, această activitate de subsidenţă pare a se fi manifestat în mod inegal, şi anume din ce în ce mai intens de la est către vest, după cum reiese din maturizarea treptată a reţelei hidrografice şi tendinţa de despletire în această direcţie. Pe de altă parte, distribuţia sectoarelor celor mai mobile coincide în general cu zonele morfologic depresionare în care sînt instalate văile cursurilor de ape principale. Din forajele executate în Depresiunea Panonică a reieşit că aluviunile vechi ale Timişului, Mureşului, Crişurilor şi Someşului sînt situate pînă la adîncimi care depăşesc uneori 100 m, în timp ce în porţiunile de cîmpie interfluvială grosimea depozitelor cuaternare variază între 20 şi 50 m.

CONCLUZII

Din datele expuse reiese că pentru alcătuirea legendei unei hărţi neotectonice trebuie luate în considerare următoarele principii :

1. Activitatea neotectonică, în sensul cuprinderii mişcărilor tectonice care au participat la crearea trăsăturilor principale ale reliefului actual, trebuie să fie limitată pentru teritoriul României la perioada cuaternară.

2. Reperul potrivit căruia pot fi apreciate sensul şi amplitudinea mişcărilor neotectonice îl constituie nivelul actual al Mării Negre.

3. Referitor la separarea regiunilor afectate de procese neotectonice, considerăm că este necesar să se figureze în mod deosebit următoarele categorii de zone neotectonice:

a) zone neotectonice aflate în subsidenţă continuă începînd din pliocen pînă în actual (exemple : domeniul oriental al Depresiunii Valahe, Delta Dunării, Depresiunea Panonică);

b) zone neotectonice aflate în subsidenţă în pliocen şi în cuaternarul inferior, cu inversarea sensului mişcărilor neotectonice în cuaternarul superior (exemple : partea de nord a Bazinului Baraolt);

c) zone neotectonice aflate în subsidenţă în pliocen, cu inversarea sensului mişcărilor neotectonice începînd din cuaternarul inferior (exemple : domeniul getic al Depresiunii Valahe şi probabil bazinele Bilbor şi Borsec);

d) zone neotectonice de ridicare în cuaternarul inferior şi de subsidenţă din pleistocenul superior pînă în actual (exemple : Depresiunea Făgăraş, Dobrogea de sud);

e) zone neotectonice de ridicare în pleistocenul mediu şi superior şi de afundare în holocen (exemple : partea sudică a Podişului Moldovenesc);

f) zone neotectonice de stabilitate relativă (exemple : Bazinul Transilvaniei);

g) zone neotectonice de ridicare continuă din pliocen şi pînă în actual (exemple : lanţul carpatic).

★

În cadrul legendei hărţii neotectonice s-a propus să fie figurate şi unele fenomene geologice care s-au manifestat cu certitudine în intervalul neogen — cuaternar, cum ar fi magmatismul şi transgresiunile marine.

În ceea ce priveşte magmatismul cuaternar, cercetările recente întreprinse de E. Liteanu, N. Mihăilă şi T. Bandrabur (16) au stabilit, pe baza poziţiei lor stratigrafice, că vîrsta aglomeratelor andezitice de la limita de sud-vest a Masivului Hărghita nu poate fi mai veche decît pleistocenul mediu. În regiunile extracarpatice, prezenţa unor cinerite în depozitele pleistocenului mediu şi pleistocenului superior din zona subcarpatică şi de cîmpie a Depresiunii Valahe (5), (6), provenite probabil din lanţul vulcanic Harghita — Căliman, a dovedit continuitatea magmatismului cuaternar cel puţin pînă în pleistocenul superior.

Privitor la transgresiunile marine cuaternare, acestea constituie obiectul unei lucrări speciale, care a precizat vîrsta şi extensiunea lor pe teritoriul Deltei Dunării (14).

ERWÄGUNGEN ÜBER DIE NEOTEKTONISCHE KARTE RUMÄNIENS

ZUSAMMENFASSUNG

Zwecks Aufstellung der Legende einer neotektonischen Karte der Sozialistischen Republik Rumänien, bringen die Verfasser eine allgemeine

Darstellung der neotektonischen Eigenheiten dieses Gebietes, aufgrund welcher sich folgende Grundsätze ergaben :

1. Die neotektonische Tätigkeit im Sinne der Erfassung der tektonischen Bewegungen welche an der Schaffung der Hauptcharakteristiken des gegenwärtigen Reliefs teilgenommen haben, müssen für das Gebiet Rumäniens auf das Quartär beschränkt werden.

2. Der Standpunkt wonach Richtung und Umfang der neotektonischen Bewegungen geschätzt werden können, ist der gegenwärtige Wasserspiegel des Schwarzen Meeres.

3. Bezüglich der Trennung der von neotektonischen Vorgängen angegriffenen Gebiete, wird die Darstellung folgender Kategorien neotektonischer Zonen als nötig erachtet :

a. — neotektonische, seit dem Pliozän bis in das Unterquartär und bis in die Gegenwart in ständiger Sinkung befindliche Zonen ;

b. — neotektonische, im Pliozän und im Unterquartär in Sinkung befindliche Zonen, mit Inversion der Richtung der neotektonischen Bewegungen im Oberquartär ;

c. — neotektonische, im Pliozän in Senkung befindliche Zonen und seit Beginn des Unterquartärs mit Inversion der Richtung der neotektonischen Bewegungen ;

d. — neotektonische Hebungszonen im Pliozän und Unterquartär und Senkungszonen seit dem Pleistozän bis in die Gegenwart ;

e. — neotektonische Hebungszonen im Pliozän und Pleistozän und Sekungszonen im Holozän ;

f. — neotektonische Zonen verhältnismäßiger Stabilität ;

g. — neotektonische, seit dem Pliozän bis in die Gegenwart in ständiger Hebung befindliche Zonen.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu V. şi Barbu I. (1953), *Asupra faunei levantine de la Greaca*, Dări de seamă Com. geol., **XXXVII**.
2. Brătescu C. (1943), *Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinul Mării Negre în cuaternar*, Bul. Soc. rom. geogr., **LXII**.
3. Codarcea A. (1940), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridionale et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol., **XX**.
4. Filipescu M. (1950), *Îmbătrînirea prematură a reţelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret şi Prut şi consecinţele acestui fenomen*, Natura, **II**, *5*.
5. Hanganu E. (1962), *Studiul stratigrafic al pliocenului dintre V. Teleajen şi V. Prahova*, Lucrare de disertaţie pentru susţinerea titlului de candidat în ştiinţe geologo-mineralogice, Univ. Bucureşti.
6. Liteanu E. (1953 *a*), *Geologia ţinutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării*, Com. geol., St. tehn. şi econ., Seria E, Hidrogeologie, *2*.
7. — (1953 *b*), *Fauna dacianã de la Zăvalul*, Bul. şt., **VII**, *3*.
8. — (1959), *Carta cetverticinih otlojenii vnecarpatscoi ciasti Ruminscoi Narodnoi Respublichi*, Akad. Nauk SSSR, Biul. Com. Izuceniiu Cetv. Per., *23*.
9. — (1961), *Limita terţiar-cuaternar din depresiunea valahă*, Com. geol., St., tehn. şi econ., Seria E, Hidrogeologie, *5*.
10. — (1967), *Stratigrafia cuaternarului din regiunea de cîmpie dintre rîurile Ialomiţa şi Teleajen*, Com. geol., St. tehn. şi econ., Seria H, *3*.
11. Liteanu E. şi Bandrabur T. (1957), *Geologia cîmpiei getice meridionale dintre Jiu şi Olt*, An. Com. geol., **XXX**.
12. — (1959), *Geologia zonei de contact morfologic între cîmpia şi colinele dintre rîul Teleajen şi V. Budureasa*, St. cerc. geol., **IV**, *2*.

13. Liteanu E. şi Constantinescu V. (1961), *Cercetări hidrogeologice în regiunea de cîmpie dintre rîul Teleajen şi V. Sărată*, St. cerc. geol., **VI**, *1*.
14. Liteanu E., Pricăjan A. şi Baltac Gh. (1961), *Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării*, St. cerc. geol., **VI**, *4*.
15. Liteanu E. şi Ghenea C. (1962), *Relaţii hidrogeologice şi hidrogeochimice între apele freatice şi apele lacurilor din Cîmpia română orientală*, St. cerc. geol., **VI**, *2*.
16. Liteanu E., Mihăilă N. şi Bandrabur T. (1962), *Contribuţii la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului*, St. cerc. geol., **VI**, *3—4*.
17. Macovei Gh. (1947), *Din problemele actuale ale geologiei României*, Anal. Acad. Rom., **VI—VII**.
18. Mrazec L. (1910), *Les gisements de pétrole*, Paris.
19. Muratov M. V. (1952), *Istoria bazinului Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare*, Anal. rom.-sov., Seria geologie-geografie, *7*.
20. Murgeanu G. (1930), *Ridicări geologice între V. Ialomiţei şi V. Bărbuleţului*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., **XV**.
21. Nicolaev N. I. şi Şulţ I. S. (1962), *Harta neotectonică a U.R.S.S.*, Anal. rom.-sov., Seria geologie-geografie, *2*.
22. Oncescu N. (1957), *Geologia R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti.
23. Pfannenstiel M. (1950), *Die Quartärgeschichte des Donaudeltas*, Bonner Geogr. Abhandl., Bonn.
24. Popescu-Voiteşti I. (1935), *Evoluţia geologică-paleogeografică a pămîntului românesc*, Rev. Muz. geol.-min. Univ. Cluj, **V**, *2*.
25. Sevastos R. (1907), *L'ancien Danube à travers la Dobrogea*, Annal. Sci. Univ. Jassy.
26. Stille H. (1924), *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*, Berlin.
27. * * * (1966), *Proceedings of the second International Symposium on Recent Crustal Movements*, Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III, geologica-geografica, Helsinki.

Primit în redacţie la 4 ianuarie 1967

Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România, Bucureşti,
Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

SUCCESIUNILE LITOLOGICE ŞI FAUNA DE MOLUŞTE FOSILE CARE CARACTERIZEAZĂ LIMITA PLEISTOCEN-PLIOCEN DIN ZONA PLEŞCOI (VALEA BUZĂULUI)*

DE

E. LITEANU, ECATERINA ROŞCULESCU, M. FERU şi I. ANDREESCU

55(05)

În cadrul cercetărilor efectuate de noi în zona Pleşcoi am constatat că baza cuaternarului este reprezentată prin două orizonturi : unul inferior pelitic, fin psamitic, denumit strate de Pleşcoi, care suportă al doilea orizont, format dintr-un complex psefitic-psamitic cu intercalaţii subţiri de argile, denumit strate de Cîndeşti.

În prealabil ţinem să precizăm că limita cuaternar-terţiar a fost fixată în Depresiunea Valahă, potrivit punctului de vedere exprimat de E. Liteanu (7), la contactul dintre nivelul cel mai înalt al levantinului, reprezentat prin depozite conţinînd o asociaţie de moluşte fosile denumită „zona paleontologică cu *Unio lenticularis* Sabba", şi depozitele psefitice aparţinînd stratelor de Cîndeşti, în care s-au întîlnit resturi fosile de *Anancus arvernensis* Croizet et Jobert, *Zygolophodon borsoni* Hays şi *Archidiskodon meridionalis* Nesti.

Cercetările recente, efectuate în special în domeniul getic asupra stratelor de Cîndeşti (8), au pus în evidenţă faptul că acestea sînt alcătuite dintr-o alternanţă de pietrişuri şi bolovănişuri, nisipuri şi argile, constatîndu-se că la baza acestor depozite apar pachete mai argiloase. Către partea superioară, pietrişurile sînt mai tinere, pachetele psefitice din acest nivel aparţinînd probabil st. prestianului.

---

* Prezentat în sesiunea de comunicări ştiinţifice a Institutului de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România din 27—29 aprilie 1967.

În cadrul regiunii cercetate de noi nu am întîlnit raporturi stratigrafice care să justifice în mod cert așezarea limitei cuaternar-terțiar. Într-adevăr, peste depozitele levantine, caracterizate prin zona paleontologică cu *Unio lenticularis* Sabba, se întîlnesc nisipuri, argile nisipoase și pietrișuri, care însă nu conțin asociația de proboscidieni fosili care caracterizează villafranchianul.

Cercetările noastre întreprinse în zona Pleșcoi au pus în evidență faptul că între depozitele psefitice (stratele de Cîndești) și depozitele levantine se întîlnește un complex constituit din nisipuri fine cu intercalații de marne, care a fost denumit strate de Pleșcoi, în care am separat, începînd de la partea inferioară, următoarele succesiuni litologice:

— 2,40 m nisip foarte fin, din care am identificat:
Didacna cf. *fuchsi* Phil.
Monodacna catilloides Andrusov
Cardium (*Avicardium*) *orbus*? Usp. (fragment)
Dreissena carinatocurvata Sinzov
Dreissena sp.;

— 0,40 m marnă cenușie, stratificată, cu frecvente concrețiuni limonitice mici și cu rare exemplare de *Hyriopsis* sp., *Dreissena* sp., cardiide fragile și ostracode;

— 4,00 m nisip fin, galben care conține:
Monodacna catilloides Andrusov
Monodacna isseli Andrusov
Monodacna transcaspica Andrusov
Monodacna sp.
Apșeronia calvescens Andrusov
Dreissena sp.;

— 2,00 m argilă cenușie-violacee cu resturi de plante incarbonizate;

— 2,00 m marnă cenușie, stratificată, fosiliferă cu:
Hyriopsis sp.
Melanopsis (*Canthidomus*) *hybostoma amaradica* Fontannes
Melanopsis (Lyrcaea) sp.
Viviparus sp.
Lithoglyphus neumayri Brusina var. *michaeli* Cobălcescu
Lithoglyphus acutus acutus Cobălcescu
Valvata (*Valvata*) *sulekiena* Brusina;

— 1,00 m nisip fin, galben, nefosilifer;

— 1,00 m marnă cenușie compactă, cu rare impresiuni de frunze;

— 0,50 m argilă cărbunoasă, foioasă, cu fragmente de cochilii;

— 1,60 m marne cenușii, fosilifere, cu melanopsine costate;

— 7,00 m nisip fin, gălbui, nefosilifer;

— 4,00 m marnă cenușie, stratificată, fosiliferă:
Unio cf. *haeckeli* Penecke (mulaj)
Hyriopsis sp.
Viviparus pannonicus Neumayr
Viviparus ambiguus Neumayr
Viviparus wolfi Neumayr
Viviparus cf. *suessi* Neumayr

Viviparus sp.
Bulimus (*Tylopoma*) *melanthopsis* Brusina;
— 2,00 m nisip fin, cu fragmente de cochilii nedeterminabile;
— 1,60 m argilă cenușie, cărbunoasă;
— 0,15 m marnă cenușie-alburie cu fragmente de *Hyriopsis* sp. și *Melanopsis* (*Canthidomus*) *hybostoma amaradica* Fontannes;
— 0,80 m argilă cenușie-negricioasă, cu fragmente de *Hyriopsis*;
— 0,80 m alternanță de nisipuri fine cu nivele subțiri de argilă brună;
— 1,00 m nisip fin, gălbui;
— 0,25 m nisip grosier, roșcat, cu pietriș mărunt, fosilifer:
Hyriopsis sp.
Unio sp.
Viviparus mammatus Sabba
Bulimus (*Bulimus*) *vukotinovici* Brusina;
— 5,60 m marne cenușii stratificate, cu numeroase fragmente de *Hyriopsis* sp.;
— 1,50 m nisip fin galben, foarte fosilifer, conținînd:
Cardium (*Cerastoderma*) *dombra* Andrusov var. *kumuchica* Andrusov
Cardium davidaschvili Kol.
Cardium cf. *abreki* Usp.
Apșeronia calvescens Andrusov
Didacna paucintermedia Andrusov
Monodacna catilloides Andrusov
Monodacna isseli Andrusov
Monodacna sp.
Adacna cf. *grimmi* Andrusov
Clessiniola variabilis Eichw.
Clessiniola subvariabilis Andrusov
Clessiniola striata Andrusov
Micromelania subcaspia Andrusov;
— 0,25 m argilă cărbunoasă, foioasă;
— 1,50 m marnă cenușie, fin nisipoasă, fosiliferă:
Cardium (*Avicardium*), gr. *radiiferum* Andrusov
Didacna hyrcana Andrusov
Didacna paucintermedia Andrusov
Didacna multiintermedia Andrusov
Didacna sp.
Apșeronia calvescens Andrusov
Monodacna isseli var. *beta* Andrusov
Clessiniola variabilis Eichw.
Clessiniola sp.
Potamides sp.
Viviparus sp.
Melanopsis (*Lyrcaea*) *narzolina* Sismonda
Melanopsis (*Canthidomus*) *hybostoma* Neumayr
Melanopsis sp.
Hyriapsis sp.

Limnaea (*Acella*) sp.

ostracode ;

— 100,00 m alternanță de nisipuri și marne cenușii, sterile din punct de vedere paleontologic.

În consecință, se constată că grosimea stratelor de Pleșcoi atinge în acest sector aproximativ 140 m.

Seria depozitelor aparținînd villafranchianului se încheie cu un pachet gros de peste 1 000 m, alcătuit dintr-un complex psefitic (strate de Cîndești), constituit din nisipuri grosiere cu pietrișuri mărunte și bolovănișuri în care se intercalează strate subțiri de argile și argile nisipoase.

Intervalul stratigrafic (stratele de Pleșcoi) care reprezintă tranziția dintre stratele de Cîndești și depozitele levantine este caracterizat prin prezența a două faciesuri :

— un facies marin, argumentat de o asociație de moluște fosile, frecventă în bazinul caspic, constituită în special din cardiacee cu cochilia subțire și dimensiuni reduse, caracteristice unui biotop reprezentat printr-un mediu salmastru ;

— un facies lacustru, pus în evidență de moluște fosile care se întîlnesc mai ales în villafranchianul getic (9).

Faciesul marin ne îndreptățește să presupunem că zona Pleșcoi a fost situată la începutul cuaternarului în dreptul unei regiuni litoral-deltaice, afectată inițial de o importantă transgresiune marină [1], care, potrivit constatărilor noastre, nu a depășit spre interior teritoriul în care în prezent este localizat anticlinalul Berca (fig. 1).

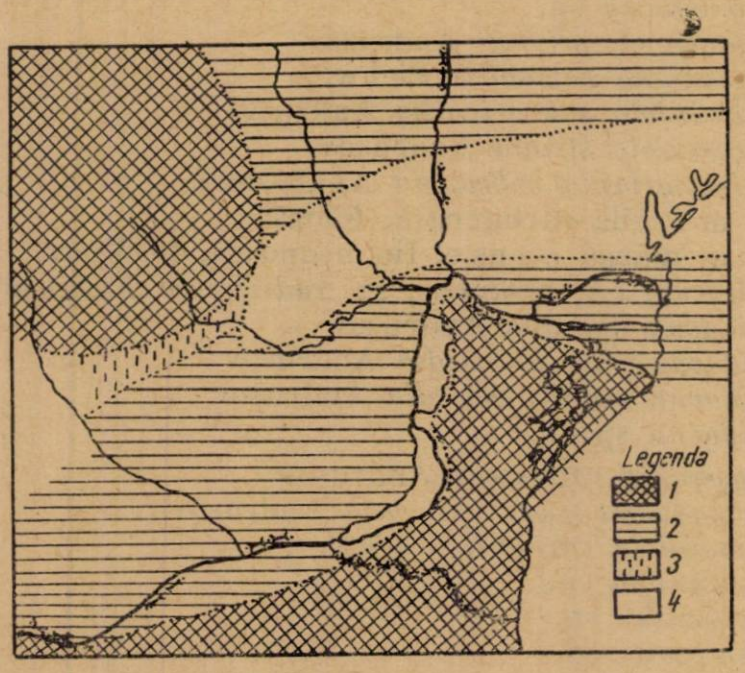


Fig. 1. — Schița paleogeografică a teritoriului dintre Buzău — Siret — Dunăre la începutul cuaternarului.

1, Uscat înalt ; *2*, uscat coborît ; *3*, regiune fluvio-deltaică ; *4*, golf marin-salmastru.

[1] Vezi și M. Filipescu și Elisabeta Hanganu (4).

Alternanța dintre faciesul marin și cel lacustru, constatată în zona Pleșcoi, pledează în favoarea ipotezei că linia de țărm respectivă a fost supusă unor retrageri și avansări succesive.

În epocile de retragere a liniei de țărm, zona litoral-deltaică menționată a fost invadată de moluște aparținînd unui mediu lacustru-dulcicol.

O dată cu avansarea către interior a liniei de țărm, a avut loc reinstalarea faunei de cardiacee, caracteristică mediului marin-salmastru.

Prezența în unele nivele subțiri a unui amestec de faună marină și lacustră trebuie considerată ca un proces de tanatocenoză.

Avansările și retragerile repetate ale liniei de țărm pot fi explicate, admițînd că zona Pleșcoi a fost afectată, către începutul cuaternarului, de mișcări pe verticală care au alternat ca sens.

Dacă mai ținem seama de faptul că zona Pleșcoi se situează în prezent la limita externă a zonei subcarpatice, observăm că s-a exprimat încă din trecut părerea (10) că actualele coline din dreptul contactului morfologic cu cîmpia au reprezentat, către începutul cuaternarului, teritoriul avînd cota cea mai joasă din întreaga Depresiune Valahă.

Această particularitate morfologică a zonei Pleșcoi este în concordanță cu posibilitatea manifestării unor transgresiuni marine.

Pe de altă parte, menționăm că în regiunea cercetată de noi prezența cardiaceelor în depozitele situate sub stratele de Cîndești a mai fost semnalată inițial de G. Paliuc (10) și, ulterior, de Ioana Pană, St. Bönig și R. Botez[2], ultimii autori denumind complexul litologic care conține cardiacee „strate de Pleșcoi", pe care le-au atribuit levantinului.

Într-o comunicare recentă, Ioana Pană[3] a ajuns la concluzia că stratele de Pleșcoi ar reprezenta un echivalent al kuialnicului sau acceagîl-apșeronianului.

Observăm că o faună cu cardiacee, similară celei descrise de noi din stratele de Pleșcoi, a fost semnalată și în numeroase puncte din bazinele Rîmnicului, Motnăului și Rîmnei[4]. În toate aceste puncte, poziția stratigrafică a depozitelor cu faună de cardiacee este echivalentă cu cea a stratelor de Pleșcoi sau cu partea inferioară a stratelor de Cîndești.

Constatarea că faciesul marin-salmastru s-a întîlnit pe un teritoriu întins, aparținînd ramurii de nord a zonei colinare de curbură, pledează în favoarea admiterii unei transgresiuni a bazinului ponto-caspic, care s-a extins cel puțin pînă în zona cercetată de noi.

În consecință, ținînd seama de poziția stratigrafică a stratelor de Pleșcoi, precum și de considerentele neotectonice și paleogeografice menționate, noi atribuim aceste depozite intervalului bazal al villafranchianului.

Punctul de vedere exprimat mai sus este confirmat și paleontologic. Într-adevăr, P. V. Fedorov (3) consideră că prezența genului *Apșeronia* pledează în general pentru vîrsta acceagîl, în timp ce genurile

---

[2] Ioana Pană, St. Bönig și R. Botez, *Elemente noi în fauna levantină din regiunea Buzău*, manuscris.

[3] *Despre prezența genului Cerastoderma* Poli *1795 în stratele de Pleșcoi*, Comunicare prezentată la sesiunea Universității București, 1966.

[4] I. Andreescu, comunicare verbală.

Monodacna, *Didacna* și *Clesinia* argumentează apșeronianul. În consecință, noi considerăm că asociația de cardiacee fosile din zona Pleșcoi are o valoare stratigrafică care include acceagîlianul superior-apșeronianul.

În același timp observăm că V. I. Gromov și colab. (6) echivalează acceagîlianul superior-apșeronianul cu villafranchianul. De asemenea, S. Gillet (5) și G. I. Popov (12) exprimă o părere analogă.

Menționăm că stratele de Pleșcoi suportă stratele de Cîndești, avînd o grosime apreciată de noi la peste 1 000 m, fapt care este în acord cu plasarea zonei Pleșcoi către începutul cuaternarului într-o zonă de subsidență, caracterizată printr-o cotă coborîtă în raport cu celelalte unități de la interiorul și exteriorul acestei zone.

În concluzie, ne exprimăm părerea că în zona Pleșcoi limita pleistocen-pliocen este reprezentată prin contactul dintre depozitele de vîrstă villafranchian inferior, conținînd moluște de tip ponto-caspic (strate de Pleșcoi) și depozitele predominant argiloase care aparțin levantinului, argumentat de fauna de moluște fosile atribuită zonei paleontologice cu *Unio lenticularis* Sabba.

LES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES ET LA FAUNE DE MOLLUSQUES FOSSILES QUI CARACTÉRISENT LA LIMITE PLÉISTOCÈNE—PLIOCÈNE DANS LA ZONE PLEȘCOI (LA VALLÉE DE BUZĂU)

RÉSUMÉ

Les recherches dans la zone de Pleșcoi ont mis en évidence que la base du Quaternaire est représentée par des dépôts dont le contenu paléontologique plaide pour l'existence d'une transgression du bassin Ponto-Caspique, qui n'a pas dépassé vers l'intérieur le territoire où est placé l'anticlinal Berca.

Ces dépôts appartenant au Quaternaire inférieur sont caractérisés par une faune aktchaygylienne-apchéronienne (*Didacna hyrcana*, *D.* cf. *fuchsii*, *Monodacha catilloides*, *M. isseli*, *M. transcaspica*, *Apșeronia calvescens*, *Cardium davidaschvili*, *Adacna* cf. *grimmi*, *Clessiniola variabilis*, etc.). Ils reposent sur le niveau stratigraphique avec des *Unio lenticu aris* Sabba, caractéristique pour le Levantin supérieur.

Les auteurs présentent des arguments qui prouvent, pour la première fois, l'existence du Villafranchien marin en Roumanie. Ils apportent certaines précisions en ce qui concerne la limite Pliocène-Pléistocène.

BIBLIOGRAFIE

1. Andrusov N. (1933), *Apșeronskii iarus*, Trudî Gosudarstv. issledovatelsk. neftian. inst., Moscova, **XII**.
2. — (1963), *Apșeronskii iarus*, Izbrannîe trudy, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscova, **II**.
3. Fedorov P. V. (1934), *Biostratigraphy of the Quaternary marine deposits of the Pontocaspian region*, Reports II, VI Congres I.N.Q.U.A., Warszawa, 1961, Łodz,
4. Filipescu M. G. și Hanganu Elisabeta (1966), *Asupra vîrstei și orizontării stratigrafice a*

depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpați, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **XI**, *1*.

5. Gillet S. (1961), *Essai de paléogéographie du néogène et du quaternaire inférieur d'Europe orientale*, Rev. Géogr. phys. géol. dyn., Paris, **IV**, fasc. 4, 218—250.
6. Gromov V. I., Krasnov I. I., Nikiforova K. V. a. Santer E. V. (1964), *State of the problem of the lower boundary and the stratigraphic subdivision of the Anthropogene (Quaternary) system*, Reports II, VI Congres I.N.Q.U.A., Warszawa, 1961, Łodz.
7. Liteanu E. (1960), *Despre problema limitei superioare a terțiarului din Depresiunea Valahă*, St. cerc. geol., **V**, *2*.
8. — (1967), *Pietrișuri de Cîndești sau strate de Cîndești. O contribuție la studiul stratelor de Cîndești*, Com. geol., St. tehn. și econ., Seria H, *3*.
9. Liteanu E. și Feru M. (1964), *Noi contribuții la studiul stratigrafiei zăcămîntului de lignit din interfluviul Jiu — Motru*, St. cerc. geol., **9**, *1*.
10. Liteanu E. și Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, Com. geol., St. tehn. și econ., Seria H, *1*.
11. Paliuc G. (1968), *Asupra prezenței unei specii de Limnocardium în levantinul din zona de curbură a Carpaților*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.
12. Popov G. I. (1962), *O soolnoșeniah continentalnîh i morskih verhnépliozenovîh otlojenii iuga i iugavastoka evropeiskoi ciasti S.S.S.R. o sviazu s vaprosom o nijnei granițe cetverticinovo perioda*, Trudî Komm. po Izucen. Cetvert. Per., Moscova, **XX**.

Primit în redacție la 4 mai 1967

Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, București
Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei

DIRECȚII DE CURENT ÎN DEPOZITELE PALEOGENE SUB FACIES INTERMEDIAR DINTRE VALEA TROTUȘULUI ȘI VALEA OITUZULUI (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

L. R. CONTESCU

55 (05)

În bazinul văii Trotușului, depozitele paleogene ale unității de Tarcău (6) cunosc o largă dezvoltare (2), (5). După măsurarea direcțiilor de curent din complexele faciesului intern (de tip Tarcău — Fusaru) al acestei unități (3), (10), cercetările au fost extinse și asupra faciesului intermediar. Rezultatele pe care le prezentăm au fost obținute de pe un teritoriu cuprins între versantul stîng al Trotușului la nord și versantul drept al Oituzului la sud. În acest perimetru, în care localitățile Tîrgu-Ocna și Slănic sînt cele mai importante, sînt răspîndite mai ales depozitele eocene sub facies ntermediar — de Tazlău (1) sau de Piepturi — Puica (5) — și mai puțin cele sub facies marginal — de Leșunț (5) sau de Pasieczna. Oligocenul este dezvoltat sub faciesul șisturilor disodilice cu gresii de Kliwa (5) (fig. 1).

DIRECȚIA PALEOCURENȚILOR

A fost măsurată orientarea mecanoglifelor în cele două orizonturi ale eocenului intermediar (orizontul inferior și stratele de Plopu) și în gresiile de Kliwa oligocene. Nu au fost efectuate măsurători în eocenul marginal și nici în gresia de Lucăcești [1].

[1] Cîteva orientări ale mecanoglifelor din gresia de Lucăcești au fost observate pe Valea Plopului. Ele indică, cel puțin în acest punct, o direcție de la nord spre sud a paleocurenților.

St. și cerc. geol. geof. geogr., Seria geologie, 13, nr. 2 p. 547 — 550, București, 1968

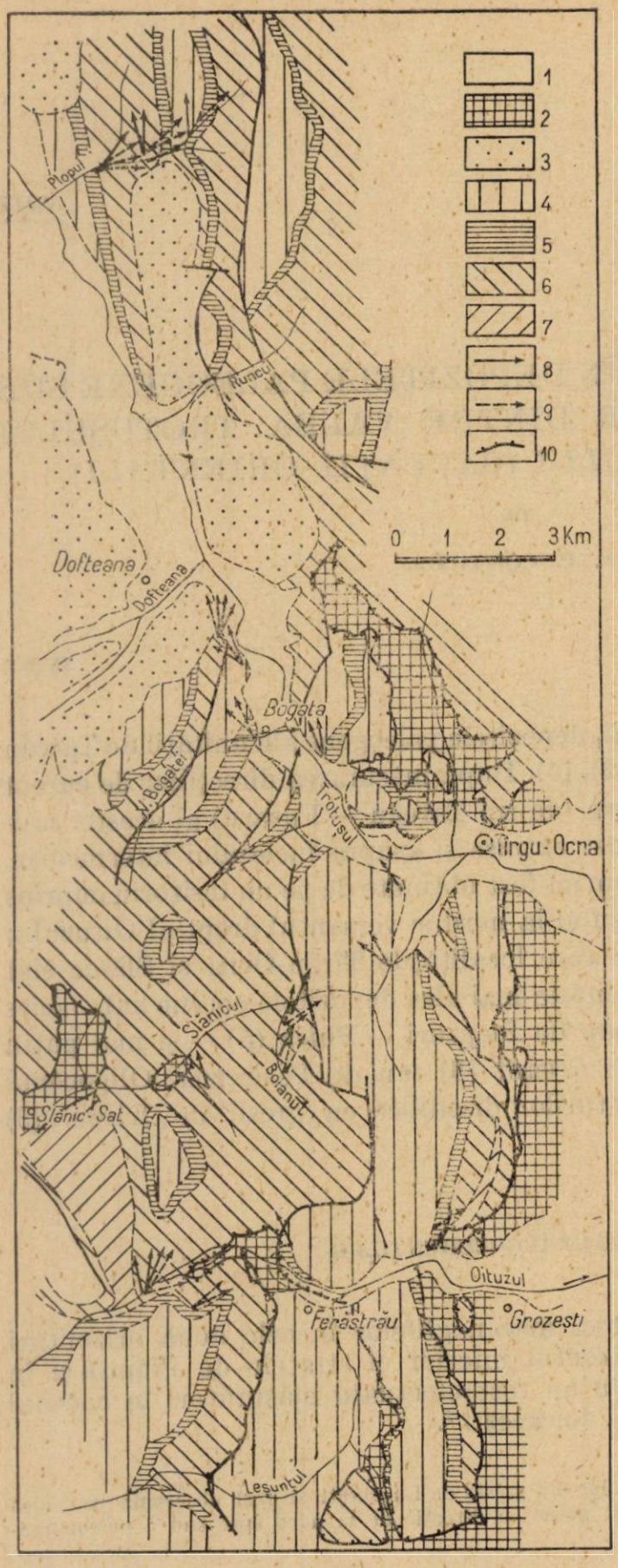


Fig. 1. — Harta direcțiilor de curenți în paleogenul de tip intermediar dintre valea Trotușului și valea Oituzului (geologia după foile publicate sau în manuscris, scara 1 : 100 000 ale Comitetului de Stat al Geologiei).

1, Cuaternar; *2*, miocen inferior; *3*, sarmațian; *4*, oligocen (gresii de Kliwa); *5*, eocen superior (strate de Plopu); *6*, eocen inferior și mediu sub facies intermediar; *7*, senonian (strate cu inocerami); *8*, direcții de curent în gresii groase (peste 30—40 cm grosime); *9*, direcții de curent în gresii subțiri (sub 30 cm grosime); *10*, limita unității de Tarcău.

A. EOCEN

1. Orizontul inferior al eocenului intermediar este compus dintr-o alternanță de pachete de strate cu hieroglife (fliș normal) și de pachete de gresii de Tarcău (în bancuri groase). Cunoscînd deosebirile de orientare dintre mecanoglifele arenitelor de tip Tarcău (cu grosimi de strat depășind 30—40 cm) și cele ale gresiilor subțiri (de 2—20 cm) (9), am acordat o atenție specială diferențierii celor două aspecte stratonomice pe care le prezintă arenitele eocene. Și în teritoriul cercetat se mențin direcțiile diferite de pe cele două feluri de gresii. Astfel, toate orientările măsurate în pachetele de gresii de tip Tarcău, indică o curgere de la sud spre nord (cu abateri spre est sau vest de 20—30°) a paleocurenților.

În schimb, pe arenitele subțiri din pachetele ritmice, de tipul obișnuit al stratelor cu hieroglife eocene, poziția mecanoglifelor este oblică sau transversală în raport cu direcția zonei de sedimentare. Cele mai numeroase sînt orientate de la sud-vest către nord-est sau direct dinspre vest spre est. În afară de acestea există și sensuri inverse, spre nord-vest, sau direcții longitudinale, asemănătoare acelora din gresiile de Tarcău.

2. În stratele de Plopu (1) au fost măsurate de asemenea direcții oblice sau transversale dinspre interior.

B. OLIGOCEN

În gresiile de Kliwa, direcțiile par mai constante. Ele sînt orientate spre NNV, cu o oarecare dispersie spre nord sau nord-vest.

ARIILE DE SURSĂ

Luînd în considerație numai suprafața restrînsă la care se referă nota de față, localizarea ariilor de sursă a materialului detritic ce ia parte la constituirea complexelor menționate nu ar fi posibilă decît în linii cu totul generale. Întrucît există în prezent date destul de numeroase asupra orientării paleocurenților atît în faciesurile interne ale paleogenului, cît și în cele mai externe (prelungire spre sud și sud-est a faciesurilor cercetate în bazinul Trotușului) (3), (4), (7), (8), este posibilă crearea unei imagini mai clare și mai cuprinzătoare asupra surselor de clastice.

În ceea ce privește eocenul inferior și mediu sub facies intermediar, trebuie admise două surse diferite pentru arenitele depuse în acel timp. Elementele gresiilor în strate subțiri au fost transportate de curenți transversali dinspre vest. Sursa acestui material era, după toate probabilitățile, cristalinul central-carpatic. Deci în eocen șisturile cristaline apăreau larg deschise la zi.

Materialul constitutiv al gresiilor în bancuri (de tip Tarcău) a fost transportat de curenți longitudinali dinspre sud și SSV. Aria sa de proveniență era situată tot la interiorul Carpaților, fiind reprezentată, după toate probabilitățile, de masivul median transilvano-panonic (3).

În stratele de Plopu, aportul este aproape în întregime transversal, dinspre interior, ceea ce dovedește originea comună (din cristalinul central-carpatic) a celei mai mari părți din materialul arenitic dispus în strate subțiri

din complexul gresiilor de Tarcău, din eocenul inferior și mediu sub facies intermediar și din stratele de Podu-Secu și de Plopu.

În sfîrșit, direcțiile de curent din gresia de Kliwa sînt deosebite de cele din depozitele eocene. Orientarea generală dinspre SSE și SE a paleocurenților pledează pentru o sursă externă de material. Privită în general, ea trebuie căutată în arealul Platformei Ruse, împreună cu anexele ei — pragul marginal moldav (6) și poate chiar într-o eventuală prelungire a structurilor precambriene și paleozoice ale Dobrogii.

DIRECTIONS DE COURANT DANS LES DÉPÔTS PALÉOGÈNES SOUS FACIÈS INTERMÉDIAIRE ENTRE LES VALLÉES DU TROTUȘ ET DE L'OITUZ (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Le matériel détritique qui prend part à la constitution des dépôts paléogènes sous faciès intermédiaire a été transporté soit du Sud, par des courants longitudinaux (arénites en couches épaisses de type Tarcău), soit de l'Ouest (arénites en couches minces), soit enfin du Sud-Est (arénites de type Kliwa). Les aires-sources doivent être recherchées dans le massif pannono-transylvain et le noyau cristallin centro-carpatique (du côté interne) et dans la plate-forme russe (du côté externe).

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. (1943), *Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves*, Ann. Inst. Géol. Roum., **XXII**, 149.
2. Băncilă I. (1955), *Paleogenul zonei mediane a flișului*, Bul. Acad. R.P.R., secț. II, **VII**, *4*, 1 201.
3. Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N. și Panin N. (1966), *Semnificația sedimentologică a faciesurilor flișului paleogen din Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, 513.
4. Dimian M. și Dimian Elena (1964), *Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic superior-paleogen și a molasei miocene dintre văile Zăbalei și Buzăului*, Dări de seamă Inst. geol., **XLIX** (1961—1962), *1*, 361.
5. Dumitrescu I. (1952), *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza*, An. Com. geol. **XX**, 133.
6. Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S. și Georgescu C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumaine*. Ann. Inst. Géol. Roum., **XXXII**, *5*.
7. Dumitriu M. (1964), *Arii de sursă ale unor sedimente paleogene din Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **IX**, *1*, 181.
8. Dumitriu M. și Dumitriu Christina (1959), *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din pintenul de Văleni*, Com. Acad. R.P.R., **IX**, *11*, 1 199.
9. Jipa D. (1967), *Relationship between longitudinal and transversal currents in the Paleogene of the Tarcău Valley (Eastern Carpathians)*, Sedimentology, **7**, *4*, 299.
10. Jipa D., Contescu L. și Mihăilescu N. (1967), *Direcții de curent în faciesul de Tarcău — — Fusaru al paleogenului dintre valea Bistriței și Rîul Negru*, Dări de seamă Inst. geol., **LIII** (1965—1966), partea a II-a, 69.

Primit în redacție la 3 mai 1967

Institutul de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, Secția de stratigrafie, sedimentologie și tectonică, București

C. W. CORRENS, *Einführung in die Mineralogie* (*Kristallographie und Petrologie*), ed. a 2-a, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1968, 458 p., 391 fig., 1 tabel

Literatura mineralogică mondială se îmbogăţeşte prin *Introducerea în mineralogie* de prof. C. W. Correns, de la Universitatea din Göttingen, cu o lucrare valoroasă şi deosebit de interesantă. Valoroasă prin conţinutul său, prin tratarea la un nivel înalt a materialului prezentat; interesantă prin structura sa, diferită de a altor tratate de mineralogie, rezultînd dintr-o accentuare a aspectelor genetice privind mineralele şi asociaţiile naturale de minerale. În acest sens, cele 150 de pagini în care autorul tratează problemele fundamentale ale petrologiei alcătuiesc o parte integrantă a mineralogiei, concepută ca o disciplină ştiinţifică cuprinzătoare, care se află în „centrul ştiinţelor naturii" şi într-o permanentă acţiune de influenţă reciprocă cu ele.

Deşi se adresează în special studenţilor ori, poate, tocmai pentru aceea, în cartea prof. Correns şi-a găsit loc totdeauna „noul"; sînt tratate în spirit modern problemele privind componenţii volatili, faciesurile, geochimia izotopilor etc.

Introducerea în mineralogie cuprinde trei părţi: 1) Cristalografia; 2) Petrologia; 3) Tabele cristalografice, mineralogice şi petrologice.

În prima parte (165 de pagini), elaborată în colaborare cu prof. J. Zemann de la Universitatea din Viena, sînt prezentate capitolele: Cristalografia geometrică (I), Cristalochimia (II), Cristalografia fizică (III), Creşterea şi dizolvarea cristalelor (IV). Se acordă atenţie deosebită unor probleme de cristalografie, utile în cercetările de laborator, dintre care unele sînt rezultatul celor mai moderne metode de investigaţie.

Anexele din partea a treia, cuprinzînd tabele cristalografice, simbolurile celor 230 de grupe spaţiale, razele atomice şi ionice etc., completează capitolele primei părţi, mărind cursivitatea textului, a cărui înţelegere este uşurată de numeroasele figuri intercalate, în mare parte originale.

Capitolul de mineralogie descriptivă este suplinit de tabelele mineralogice întocmite de prof. S. Koritnig. Aici sînt prezentate proprietăţile celor mai frecvente minerale (în număr de 300), precum şi condiţiile genetice în care se întîlnesc.

Partea a doua, „Petrologie", cuprinde şase capitole (cap. V—X din volum). În capitolul V sînt prezentate bazele fizico-chimice ale formării mineralelor în sistemele naturale monofazice (H_2O, SiO_2, C; cu această ocazie se adînceşte problema polimorfismului), bifazice (sistemul diopsid-anortit, care serveşte ca model pentru explicarea structurilor rocilor magmatice, sistemul albit-anortit ca exemplu de formare a cristalelor mixte etc.), trifazice (anortit-albit-diopsid) şi sistemele în care intervine şi apa (topiturile hidratate). Capitolul VI priveşte formarea rocilor magmatice: diferenţierea magmatică, structurile şi texturile rocilor magmatice, clasificarea lor, frecvenţa lor în scoarţă etc. În legătură cu frecvenţa elementelor în rocile magmatice sînt date cîteva consideraţii geochimice asupra conţinuturilor de elemente în principalele minerale petrogene. Pornind de la sistemul bifazic H_2O—NaCl, se discută rolul componenţilor volatili în migraţiunea magmelor spre suprafaţă, în diferenţierea lor şi, implicit, în concentrarea intra- şi postmagmatică a anumitor minerale.

Alteraţia exogenă (cap. VII) a rocilor şi mineralelor este privită ca proces mineralogenetic ; din acest punct de vedere se urmăreşte comportarea Si, Al, Fe în soluri şi forma mineralogică în care se găsesc. Pe scurt, se prezintă procesele care au loc prin alteraţia zăcămintelor de minereuri (formarea zonei de oxidaţie şi cimentaţie).

Capitolul VIII cuprinde cîteva probleme de petrologie sedimentară : condiţionarea mineralogică a formării rocilor detritice (psefite, psamite, pelite), precipitarea principalilor carbonaţi sedimentari (calcitul şi dolomitul), influenţa potenţialului redox în formarea acumulărilor exogene de fier în condiţii continentale şi marine, concentrarea sulfurilor (în special a celor de Fe) în rocile sedimentare, formarea zăcămintelor de mangan, de fosfat, a rocilor silicioase, a zăcămintelor saline etc.

Capitolul IX (petrogeneza metamorfică) completează imaginea de ansamblu a condiţiilor în care iau naştere asociaţiile naturale de minerale. Se tratează procesele chinice care se petrec în timpul metamorfismului şi diversele tipuri de roci metamorfice ; se defineşte faciesul mineral, considerat ca o asociaţie de minerale care se repetă în timp şi spaţiu, astfel că există o coincidenţă constantă între compoziţia mineralogică a unei roci şi compoziţia ei chimică globală (F y f e şi T u r n e r, 1966). Autorul tratează de asemenea şi despre metamorfismul allochimic ; sînt prezentate principalele tipuri particulare ale proceselor metasomatice : dolomitizarea, silicifierea, sericitizarea, skarnificarea, greisenificarea etc.

În încheiere (cap. X) sînt prezentate cîteva „completări geochimice" : calculul bilanţului de substanţă, izotopii stabili şi instabili, frecvenţa elementelor în scoarţa, mantaua şi nucleul pămîntului, precum şi compoziţia mineralogică a meteoriţilor.

Partea a treia cuprinde, pe lîngă tabelele cristalografice şi mineralogice amintite mai sus, şi tabele petrologice, în care sînt date participările procentuale ale mineralelor şi compoziţia chimică a tipurilor principale de roci eruptive , sedimentare şi metamorfice.

Indicaţiile bibliografice sînt făcute pentru fiecare capitol în parte. În încheiere este dat un index, util în consultarea unei lucrări care conţine informaţii aşa de numeroase.

Avînd o asemenea structură, titlul cărţii este foarte sugestiv. Ea cuprinde problemele, fundamentale ale mineralogiei privind forma şi structura cristalelor, proprietăţile mineralelor, condiţiile genetice în care apar mineralele şi asociaţiile naturale de minerale. Această carte este utilă, prin conţinutul ei şi prin spiritul modern de tratare, nu numai studenţilor, cărora le este destinată, ci tuturor celor care se ocupă cu studiul mineralelor.

G. G. Udubaşa

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei ; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi anul apariţiei lucrării.

Numele autorilor va fi precedat de iniţială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali)**, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

I. DONISĂ, **Geomorfologia văii Bistriţei** 287 p., 20 pl., 3 anexe, 18,50 lei.

I. HÎRJOABĂ, **Relieful colinelor Tutovei**, 155 p., 65 fig., 10,50 lei.

VASILE BĂCĂOANU, **Cîmpia Moldovei, Studiu geomorfologic**, 1968, 223 p., 12 pl., 13,50 lei.

VINTILĂ MIHĂILESCU, **Geografie teoretică**, 1968, 254 p., 20 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre Valea Siretului şi Valea Moldovei**, 1968, 396 p., 41 pl., 21,50 lei.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

ALEXANDRU ROŞU, **Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort**, 1967, 155 p., 13 pl., 12 lei.

LUCIAN BADEA, **Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort, Studiu geomorfologic**, 1967, 192 p., 13,50 lei.

DAN RĂDULESCU şi RADU DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului, Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română**, 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic**, 1963, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa, Studiu geologic, petrografic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi, Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

ÎN CURS DE APARIŢIE

V. IANOVICI şi colab., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi.**

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmboviţioara.**

IOAN MÂRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud estul Munţelui Mare.**

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 13 NR. 2. P. 289—552 BUCUREŞTI 1968

43824

I. P. „Informaţia" — c. 5648

Lei 30.—